

ژئوشیمی و ژئودینامیک شیل‌های کرتاسه بالایی، شمال زون سندج – سیرجان، باختر ایران

هادی امین‌رسولی^{۱*}، حاجی حسین عزیزی^۲ و شهلا محمودیان^۲

^۱ استادیار، گروه علوم زمین، دانشکده علوم، دانشگاه کردستان، سندج، ایران
^۲ استاد، گروه معدن، دانشکده فنی و مهندسی، دانشگاه کردستان، سندج، ایران
^۳ کارشناسی ارشد، گروه علوم زمین، دانشکده علوم، دانشگاه کردستان، سندج، ایران

چکیده

توالی کرتاسه بالایی (UCS) در شمال پهنه سندج- سیرجان، دربردارنده ۵ واحد، به سبب برای ۲۰۰۰ متر، شامل آهک، شیل، ماسه‌سنگ، کنگلومرای درون سازندی و گدازه‌های بازالتی و آندزیتی است. این سنگ‌ها با ناپیوستگی بر روی نهشته‌های کرتاسه پایینی و در زیر کنگلومرای پالتوسن جای دارند. الگوی عناصر نادر خاکی (REEs)، نسبت‌های Al_2O_3/TiO_2 (۱۸-۲۲)، La/Lu_{CN} (۵/۴۳-۴/۲۴)، La/Sc (۰/۵۱-۲/۵۳)، Th/Sc (۰/۴۲-۰/۶۸) و Nb/Nb^* (۰/۱۴-۰/۸۲) نشان می‌دهند که این نمونه‌ها بطور عمده نابالغ، رسوبات چرخه اول ناشی از فرسایش سنگ‌های متوسط تا اسیدی کمان ماگمایی هستند. سنگ‌های آتشفشانی در هنگام ذوب بخشی درون پوسته‌ای قطعه اقیانوسی دگرسان شده فرو رنده در رخساره گارنت- آمفیبولیت فشار بالا پدید آمده‌اند. ترکیب شیمیایی و تغییرات عمودی رخساره‌های سنگی UCS، گویای تغییر محیط رسوبی در طی رسوبگذاری از دراز گودال به سرایشی دراز گودال و حوضه جلوی کمان ماگمایی، ناشی از مهاجرت کمان ماگمایی به سوی قاره است. فعالیت آتشفشان‌های کرتاسه پسین منجر به Upwelling آب‌های احیایی، مرگ گروهی پلاتکتون‌ها، و تشکیل پیریت در رسوبات شده است. در نمودار $Th/Yb-Ta/Yb$ جاگیری نمونه‌ها در بازه‌های ACM و WPVZ ناشی از تحولات تکتونیکی از فرو رانش با شیب کم به شرایط آتشفشانی کششی می‌باشد.

اطلاعات مقاله

تاریخچه مقاله:

تاریخ دریافت: ۱۳۹۹/۰۷/۱۴

تاریخ پذیرش: ۱۳۹۹/۱۲/۱۸

تاریخ انتشار: ۱۴۰۰/۱۰/۰۱

کلیدواژه‌ها:

شیل سندج

ژئوشیمی

دراز گودال

حوضه جلوی کمان

ژئودینامیک

۱- پیش‌نوشتار

سنگ‌های رسوبی کلیدی مهم برای درک برخاستگاه و جایگاه تکتونیکی هستند (McLennan, 1989). شیل‌ها/گل‌سنگ‌ها فراوان‌ترین تیپ رسوبات هستند و بهتر از دیگر سنگ‌های رسوبی میانگین ترکیب برخاستگاه را نشان می‌دهند. آنها به طور گسترده‌ای در بسیاری از محیط‌های رسوبی و موقعیت‌های زمین‌شناسی در طول تاریخ زمین، به ویژه همزمان با دوره‌های افزایش فعالیت‌های آتشفشانی و تکتونیکی، پدید آمده‌اند (Martinez, 2003). در سنگ‌های آواری ریزدانه، فراوانی برخی از عناصر جزئی و نسبت آنها در هنگام هواز دگی، حمل و نقل رسوبات، دیاژنز و فرآیندهای دگرگونی تغییر نمی‌کند. به همین دلیل، بررسی ژئوشیمیایی این رسوبات، روش مفیدی برای شناسایی جایگاه تکتونیکی حوضه‌های رسوبی، شرایط هواز دگی، سنگ‌های منشأ، و رسوبات چرخه مجدد هستند (McLennan et al., 1993). در طی کرتاسه بالایی، شیل‌های سندج در شمال پهنه سندج- سیرجان (N-SSZ)، نهشته شده‌اند. هدف عمده این پژوهش سنگ‌نگاری، و ژئوشیمیایی شیل سندج به منظور تعیین منشأ، جایگاه تکتونیکی، محیط رسوبی، ژئودینامیک و عوامل مؤثر در نهشته شدن آنها است.

۲- جایگاه زمین‌شناسی

پهنه سندج- سیرجان (SSZ)، پویاترین پهنه زمین‌ساختی ایران است که بین کمربند

تراستی- چین خورده زاگرس در جنوب باختری و کمان ارومیه- دختر (UDMA) در شمال خاوری جای دارد (Stöcklin, 1968). این پهنه به طول ۱۵۰۰ کیلومتر و عرض ۲۵۰-۱۵۰ کیلومتر، از شمال باختر تا جنوب خاور ادامه دارد. پهنه سندج- سیرجان دربردارنده اطلاعات مهم از رخداد‌های کلیدی در شکل‌گیری و تحولات نئوتیس، از زمان باز شدن آن در پالتوزوئیک پسین تا زمان بسته شدن در کرتاسه پسین- اواسط دوران سوم ناشی از همگرایی و برخورد بین صفحات عربستان و ایران است (Agard et al., 2011). در دوره کرتاسه پسین، پهنه SSZ حاشیه فعال قاره‌ای بوده و در حدود ۲۰۰۰ متر رسوبات، شناخته شده به عنوان شیل سندج، در آن انباشته شده است (شکل ۱-ا).

شماری از پژوهشگران (Mohajjel and Fergusson, 2000) مرز بین زون زاگرس و SSZ را منطقه برخورد بین این صفحات پیشنهاد کرده‌اند. Alavi (2007) مرز شمال خاوری SSZ با UDMA را مرز برخورد بین دو صفحه عربستان و ایران پیشنهاد کرد. به باور وی SSZ منطقه‌ای از گسل‌های تراستی دربردارنده سنگ‌های مختلف از جمله آذرآواری کرتاسه- ترشیری، بخشی از رسوبات حوضه جلوی کمان UDMA (Cherven, 1986)، در هنگام رخداد برخورد است.

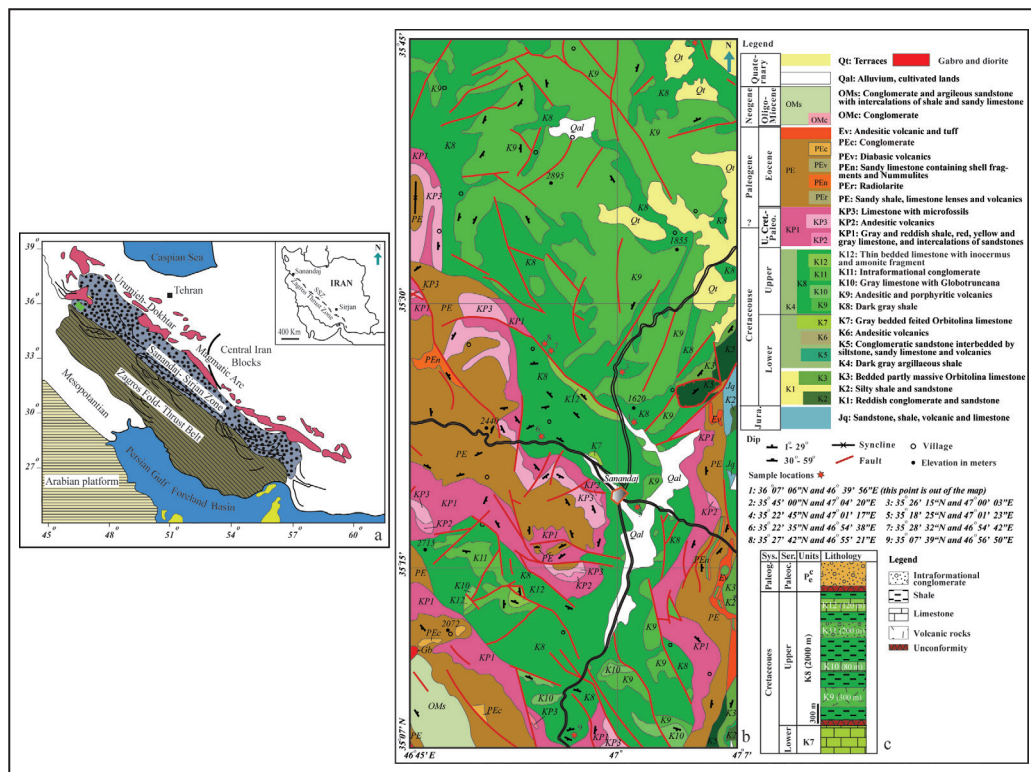
۳- چینه‌نگاری

سنگ‌های SSZ در استان کردستان، به طور عمده سنی از ژوراسیک بالایی تا کرتاسه دارند. در منطقه مورد بررسی، سنگ‌های کرتاسه بالایی به طور ناپیوسته بر روی سنگ‌های کرتاسه پایینی جای دارند (Zahedi and Hajian, 1985). در N-SSZ، توالی کرتاسه بالایی، تحت فرآیند دگرگونی بسیار ضعیف بوده و شامل ۵ واحد K8/شیل سنج (شیل سیاه- خاکستری تیره با لایه‌های ماسه‌سنگ، کنگلومرای درون سازندی، میکریک با میکروفسیل‌های پلاژیک سنومانین، و گدازه‌های زیردریایی)، K9 (آندزیت پورفیری در تناوب با شیل)، K10 (سنگ‌آهک پلاژیک نازک با میکروفسیل گلوبوترونکانا)، K11 (کنگلومرای درون سازندی، ماسه‌سنگ و سیلستون ناشی از جریان‌های توریدیتی) و K12 (آهک نازک لایه با خرده‌های فیسیلی اینوسراموس و آمونیت) است. توالی کرتاسه بالایی به طور ناپیوسته با کنگلومرای قاره‌ای به سن پالوسن (Pec) در نزدیکی شهر

سنندج پوشیده شده است (شکل‌های ۱- b, c و ۲- a-i).

۴- روش بررسی

برای انجام این پژوهش پس از عملیات صحرایی تعداد ۴۰ نمونه از شیل‌ها و سنگ‌های اطراف آن‌ها برداشت شد. مقاطع نازک نمونه‌ها تهیه و بررسی سنگ‌نگاری آنها انجام گردید. از این تعداد، ۹ نمونه شیل با کمترین هوازدگی انتخاب و پودر شدند. پس از آن، مواد آلی با آب اکسیژنه ۱۲٪، و کربنات کلسیم با اسید کلریدریک ۰/۵ نرمال، حذف شدند. عناصر اصلی توسط دستگاه XRF مدل Rigaku ZSX Primus II WD و عناصر جزئی و نادر خاکی با مدل ICP-MS Agilent 7700X در آزمایشگاه دانشگاه ناگویا (ژاپن) تجزیه شدند.



شکل ۱- (a) واحدهای اصلی زمین ساخت صفحه ایران (Alavi, 1994)، منطقه مورد مطالعه با مستطیل سبز مشخص است؛ (b) نقشه زمین‌شناسی منطقه که در آن محل نقاط نمونه‌برداری مشخص هستند؛ (c) ستون چینه‌شناسی UCS در نزدیکی شهر سنندج. نقشه زمین‌شناسی و ستون چینه‌نگاری برپایه کار (Zahedi and Hajian 1985).

۵- سنگ‌شناسی

۵-۱- شرح و تفسیر

در ناحیه مورد مطالعه، سنگ‌های آتشفشانی، رسوبی آواری و کربناته وجود دارند. سنگ‌های آتشفشانی بیشتر آندزیتی هستند که سبز رنگ، ریز بلور، و دارای بافت پورفیری و شیشه‌ای می‌باشند. بلورهای فنوکریست از پلاژیوکلاز، فلدسپار پتاسیم‌دار، کلینوپیروکسن، هورنبلند و بیوتیت هستند که به اپیدوت، سرسیت و کلسیت تغییر یافته‌اند (شکل ۳- a, b).

نهشته‌های سیلیسی آواری UCS شامل شیل سیاه، ماسه‌سنگ و کنگلومرا می‌باشند. رخنساره شیل سیاه دارای فرامینفرهای پلانکتون کرتاسه بالایی، کوارتز، بیوتیت، فلدسپار، پیریت و کلسیت است (شکل ۳- c, d). شیل‌ها، همچنین، دربردارنده ایکونوفاسیس Nerites از جمله *Helminthorhappe isp.* و *Spirorhappe isp.* هستند (شکل ۲- e) که گویای شرایط اکسیژن ضعیف محیط ژرف دریا می‌باشند (Uchman et al., 2005). شیل‌های سیاه کرتاسه پس از تغییرات شرایط

اقیانوسی ناشی از رخدادهای تکتونیک و افزایش سطح دریا تشکیل شده‌اند (Jenkyns, 1980). ماسه‌سنگ‌ها دارای قاعده فرسایشی، و روند رو به بالا ریزشونده می‌باشند. دانه‌ها زاویه‌دار- نیمه‌زاویه‌دار، دارای جورشدگی ضعیف، در زمینه ماتریکس و از کوارتز، فلدسپار و خرده سنگ آتشفشانی تشکیل شده‌اند. آنها از نوع لیتیک‌وک هستند که توسط جریان‌های توریدیتی در حوضه جلوی کمان ماگمایی نهشته شده‌اند (شکل ۳- h, i). کنگلومرای درون سازندی در UCS دارای قطعات بزرگ شیل‌اند که از فرسایش بلندی‌های همزمان با رسوبگذاری پدید آمده‌اند (شکل ۲- f).

نهشته‌های کربناته دربردارنده رخنساره‌های پلاژیک و توریدیتی هستند. رخنساره پلاژیک، لایه‌های نازک تیره رنگ با آشفته‌گی زیستی و پیریت از گل سنگ کربناته تا پکستون پلانکتون‌دار هستند که در شرایط احیایی در بخش ژرف حوضه نهشته شده‌اند. رخنساره توریدیتی به طور بین لایه‌ای با شیل نازک و قاعده فرسایشی با آن دربردارنده فرامینفرهای پلانکتون، اکیونوئید و رودیست است (شکل ۳- j-l).



شکل ۶-۲. (a, b) تصویر شیل سندج K8؛ (c) لایه‌های نازک آهک با مرز ناگهانی در داخل شیل‌ها؛ (d) تصویر ایکونوفاسیس Nerites؛ (e) سنگ‌های آتشفشانی آندزیتی K9، دید رو به شمال خاور؛ (f) سنگ آهک پلاژیک و شیل به گونه بین لایه‌ای K10؛ (g) دید نزدیک از کنگلومرای درون سازندی K11؛ (h, i) کنگلومرای چند منشأی غیردریایی، دید از کنار (h) و روبه‌رو (i).

۶- ژئوشیمی

داده‌های شیمیایی، نسبت‌های عناصر، پارامترها و شاخص‌های هوازدگی ۹ نمونه شیل در جدول ۱ آمده است.

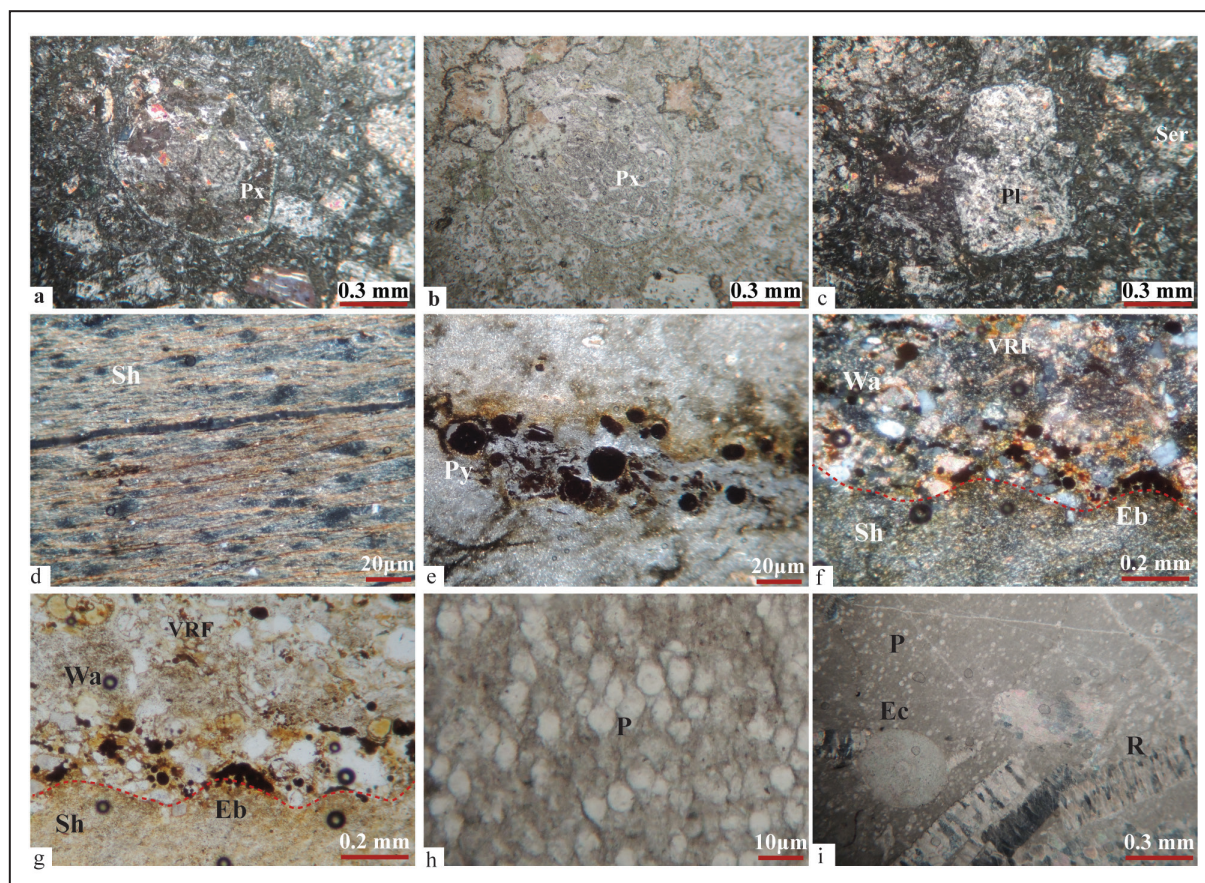
۶-۱. روابط همبستگی بین عناصر و کانی‌ها

اکسیدهای عناصر اصلی نمونه‌های UCS دارای ضریب همبستگی منفی با SiO_2 هستند (جدول ۲). این بیانگر حضور عمده SiO_2 اضافی به گونه کوارتز در نمونه‌ها است. نسبت $\text{K}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3$ نهشته‌ها شاخصی از ترکیب اولیه رسوبات است. نسبت‌های $\text{K}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3$ کانی‌های رسی (۰/۳ - ۰/۹) و فلدسپارها (۰/۳ - ۰/۹) متفاوت هستند (Cox et al., 1995). نسبت‌های $\text{K}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3$ (۰/۲ - ۰/۱۵)، همبستگی ناچیز با $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO}$ با K_2O ($r = 0.17$) و TiO_2 ($r = 0.15$) و همبستگی مثبت قوی بین Al_2O_3 با K_2O ($r = 0.87$) و TiO_2 ($r = 0.75$) در نمونه‌ها بیانگر کنترل فراوانی TiO_2 ، Al_2O_3 و K_2O به وسیله کانی‌های رسی است (McLennan et al., 1983).

همبستگی قوی بین K_2O و Al_2O_3 ($r = 0.87$) نشان می‌دهد که نهشته‌ها پس از رسوبگذاری تحت تأثیر متاسوماتیزم پتاسیم‌دار قرار گرفته‌اند (Sambasiva Rao et al., 1999). این فرایند منجر به همبستگی مثبت ضعیف بین Al_2O_3 و CIA ($r = 0.24$) در نمونه‌ها شده است. همبستگی مثبت ضعیف Al_2O_3 با $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO}$ ($r = 0.35$) بیانگر وجود برخی از کانی‌های فرومینریم (مانند بیوتیت و کلریت) است. مقدار Fe_2O_3 (به طور متوسط ۴/۷۹٪ وزنی) نشان می‌دهد بخشی از Fe به گونه اکسید/

پیریت وجود دارد. همبستگی قوی بین Fe_2O_3 و LOI ($r = 0.76$) و وجود پیریت در مقاطع نازک و نمونه‌های دستی این ایده را پشتیبانی می‌کند (شکل d-۳). نبود همبستگی بین Al_2O_3 با MgO ($r = 0.1$) و CaO ($r = 0.00$) و مقادیر همبستگی متوسط بین MgO با CaO ($r = 0.67$) به گمان قوی ناشی از وجود دولومیت است. همبستگی قوی تا متوسط مثبت بین LOI با Fe_2O_3 ($r = 0.76$)، P_2O_5 ($r = 0.83$)، SiO_2 ($r = -0.77$) و Al_2O_3 ($r = 0.54$) و K_2O ($r = 0.43$) و همبستگی منفی قوی با SiO_2 ($r = -0.77$) گویای بودن کانی‌های گلوکونیت، فسفات و پیریت در نمونه‌ها است. این کانی‌ها به طور معمول در ناحیه حداقل اکسیژن، در طی جریان Upwelling پدید می‌آیند.

فراوانی عناصر لیتوفیل بزرگ Th، Ba، Cs، Rb و U در نمونه‌ها متغیر است. محتوی Rb نمونه‌ها بین مقادیر ۳۵/۵ - ۷۲/۹ ppm می‌باشد. مقادیر همبستگی Al_2O_3 با Rb ($r = 0.05$) و K_2O گویای نبود آن در کانی آلومینوسیلیکات پتاسیم‌دار است. همبستگی متوسط عناصر Sr و Cs با Al_2O_3 ($r = 0.49$) و Al_2O_3 ($r = 0.54$)، به ترتیب، بیانگر تمرکز آنها به طور بخشی در سیلیکات‌های آلومینیم هستند. همبستگی مثبت قوی بین U-Th ($r = 0.83$) و همبستگی منفی ضعیف و نبود همبستگی بین U و Th با LOI ($r = -0.20$) و Al_2O_3 ($r = 0.03$) و Al_2O_3 ($r = 0.15$)، بیانگر رفتار ژئوشیمیایی مشابه U و Th در هنگام هوازدگی و فرسایش، و عدم کنترل فراوانی آنها به وسیله کانی‌های آلومینوسیلیکات و مواد آلی است.



شکل ۳- تصویر میکروسکوپی آندزیت پرفیری. (a, b) بلور پیروکسن (Px)، (a) نور xpl و (b) نور ppl؛ (c) پلاژیوکلاز درشت بلور (Pl) که به طور موضعی به سریسیست (Ser) تغییر یافته‌اند، (d) رخساره شیل (Sh) دربردارنده کوارتز، میکا، پیریت و اکسید آهن، (e) پیریت (Py) در شیل، (f, g) ppl؛ (f, g) رخساره لیتیک وک (Wa) با دانه‌های خرده سنگ و لکانیکی (VRF) و کوارتز زاویه‌دار در زمینه ماتریکس، و مرز ناگهانی (Eb) با شیل (Eb)، (f) نور xpl و (g) نور ppl؛ (h) رخساره پکستون گلوبوترونکانادار (P)، (i) ppl؛ (i) رخساره کلسی توربیدایت دارای فسیل‌های اکتینودرم (Ec)، رودیست (R) و پلاژیک (P) در زمینه گل کربناته، نور xpl.

جدول ۱- ترکیب شیمیایی (عناصر اصلی و جزئی) و شماری از پارامترها و شاخص‌های شیل‌های سندیج.

Sample SH-	1	2	3	4	5	6	7	8	9	Average
Major oxides (wt %)										
SiO ₂	71.2	79.5	74.5	67.9	72.0	69.7	69.3	74.3	67.5	71.8
SiO ₂ ⁺	62.2	58.8	59.7	61.1	59.6	59.5	62.0	64.2	62.4	60.9
TiO ₂	0.71	0.79	0.95	0.90	0.83	0.90	0.80	0.56	0.87	0.8
Al ₂ O ₃	16.1	14.6	18.5	19.1	16.1	17.3	17.9	14.2	19.9	17.1
Fe ₂ O ₃	4.66	1.67	2.13	5.01	5.55	5.33	6.16	5.19	7.44	4.8
MnO	0.09	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.05	0.01	0.0
MgO	2.26	0.76	0.84	1.88	1.19	1.83	1.55	1.58	1.28	1.5
CaO	0.76	0.17	0.21	0.28	0.20	0.18	0.43	0.23	0.26	0.3
Na ₂ O	1.80	1.67	2.04	1.12	1.86	1.84	1.92	1.16	1.89	1.7
K ₂ O	2.45	2.68	3.45	3.82	2.56	3.08	3.47	2.62	3.47	3.1
P ₂ O ₅	0.03	0.02	0.04	0.08	0.07	0.04	0.08	0.04	0.06	0.05
LOI	4.33	3.65	3.51	4.94	4.50	3.76	4.99	3.89	4.99	4.3
Trace elements (ppm)										
Sc	14.4	10.0	8.5	12.8	8.8	22.7	5.9	11.5	12.9	12.0
V	102	94	111	117	109	168	94	92	129	112.9
Cr	71	59	52	81	67	111	51	53	83	69.6
Co	3.6	1.4	5.5	4.4	3.0	7.0	3.1	5.2	3.9	4.1
Ni	29	10	31	29	22	51	23	51	32	30.9

ادامه جدول ۱-

Sample SH-	1	2	3	4	5	6	7	8	9	Average
Cu	2.9	2.8	11.5	23.7	5.2	57.2	2.8	49.1	31.9	20.8
Zn	48	29	46	103	53	220	55	97	123	86.0
Ga	19.6	16.3	21.5	22.0	17.5	32.2	13.0	18.1	23.5	20.4
Rb	36	59	46	55	47	71	35	65	73	54.4
Sr	84	49	133	79	46	84	27	40	92	70.4
Y	16.4	6.0	6.7	7.1	3.7	17.5	3.3	9.3	7.1	8.6
Zr	57.0	40.3	47.4	42.8	19.5	78.2	19.1	71.3	47.5	47.0
Nb	7.4	8.7	24.8	9.3	8.0	6.3	5.5	8.5	4.9	9.3
Ba	640	326	566	362	494	707	178	629	535	493.2
Hf	0.5	0.5	1.4	0.5	0.8	0.4	0.5	0.6	0.3	0.6
Ta	1.9	1.3	1.3	1.1	0.9	1.8	0.9	2.1	1.5	1.4
Pb	1.3	2.2	5.1	8.4	3.5	28.0	2.1	5.9	11.8	7.6
Th	7.5	6.5	5.7	7.2	3.7	10.9	3.8	5.6	7.1	6.5
U	1.1	0.9	0.9	1.1	0.8	1.4	0.6	1.2	1.3	1.0
REEs (ppm)										
La	25.39	19.85	18.09	17.08	4.49	16.29	15.03	15.60	20.85	16.96
Ce	50.78	44.40	41.82	37.44	9.59	31.79	30.24	24.55	44.11	34.97
Pr	5.71	4.96	4.58	4.07	1.24	4.56	3.41	2.83	4.73	4.01
Nd	20.85	18.74	16.55	14.95	4.94	18.24	11.59	9.15	17.56	14.73
Sm	3.71	3.19	2.16	2.41	0.87	3.91	1.54	1.43	2.98	2.47
Eu	0.97	0.57	0.22	0.42	0.06	0.67	0.24	0.14	0.45	0.42
Gd	3.28	2.13	1.08	1.54	0.62	3.47	0.90	1.28	1.60	1.77
Tb	0.50	0.23	0.16	0.21	0.09	0.49	0.12	0.22	0.20	0.25
Dy	3.10	1.16	1.07	1.42	0.68	3.19	0.67	1.58	1.40	1.59
Ho	0.65	0.30	0.24	0.31	0.15	0.67	0.15	0.38	0.28	0.35
Er	1.79	0.72	0.80	0.94	0.45	2.05	0.40	1.22	0.89	1.03
Tm	0.26	0.13	0.11	0.13	0.07	0.29	0.06	0.24	0.15	0.16
Yb	1.63	0.79	0.81	0.97	0.46	1.95	0.40	1.39	1.01	1.05
Lu	0.22	0.12	0.11	0.15	0.08	0.28	0.06	0.22	0.15	0.15
ΣLREE	107.4	91.7	83.4	76.4	21.2	75.5	62.1	53.7	90.7	73.56
ΣHREE	11.43	5.58	4.39	5.67	2.62	12.39	2.75	6.54	5.69	6.34
ΣREE	118.8	97.3	87.8	82.0	23.8	87.8	64.8	60.3	96.4	79.90
L/HREE	9.4	16.4	19.0	13.5	8.1	6.1	22.6	8.2	15.9	11.6
Ratios										
Al ₂ O ₃ /TiO ₂	22.6	18.4	19.5	21.2	19.4	19.2	22.4	25.3	22.8	21.21
Co/Th	0.48	0.22	0.96	0.61	0.82	0.64	0.82	0.92	0.54	0.67
Cr/Th	9.41	9.06	9.01	11.19	18.17	10.20	13.32	9.36	11.62	11.26
La/Co	7.09	13.96	3.28	3.89	1.48	2.32	4.79	3.00	5.38	5.02
La/Nb	3.43	2.27	0.73	1.84	0.56	2.57	2.73	1.84	4.25	2.25
La/Sc	1.76	1.98	2.14	1.34	0.51	0.72	2.53	1.36	1.61	1.55
La/Sm	6.85	6.21	8.36	7.10	5.14	4.17	9.76	10.91	6.99	7.28
La/Th	3.38	3.04	3.16	2.37	1.22	1.49	3.95	2.77	2.93	2.70
Ta/Yb	1.16	2.39	2.32	1.95	4.08	0.96	4.73	1.36	1.86	2.31
Th/Co	2.10	4.60	1.04	1.64	1.22	1.56	1.21	1.08	1.84	1.81
Th/Sc	0.52	0.65	0.68	0.56	0.42	0.48	0.64	0.49	0.55	0.55
Th/U	6.55	7.17	6.36	6.78	4.70	7.74	6.03	4.54	5.57	6.16
Th/Yb	4.61	8.28	7.04	7.43	7.98	5.59	9.55	25.16	34.82	12.27
Zr/Nb	7.71	4.62	1.91	4.62	2.42	12.36	3.47	8.40	9.68	6.13
La/Lu _{CN}	11.6	16.5	15.8	11.8	5.4	5.8	24.4	7.1	13.8	12.5
La/Yb _{CN}	8.8	14.1	12.5	9.9	5.5	4.7	21.2	6.3	11.6	10.5
Nd/Er _{CN}	4.3	9.6	7.6	5.8	4.0	3.3	10.8	2.8	7.3	6.2

ادامه جدول ۱-

Sample SH-	1	2	3	4	5	6	7	8	9	Average
Ce/Ce _{CN} *	0.97	1.03	1.06	1.03	0.93	0.85	0.97	0.85	1.02	0.97
Eu/Eu _{SN} *	0.89	0.70	0.46	0.69	0.26	0.58	0.66	0.32	0.65	0.58
Gd/Yb _{CN}	1/17	1/57	0/77	0/92	0/78	1/03	1/31	0/53	0/91	1/0
Nb/Nb _{CN} *	0.18	0.26	0.82	0.28	0.67	0.16	0.25	0.31	0.14	0.34
CIA	69.7	71.0	71.2	74.7	72.2	72.1	69.9	73.3	73.0	71.89
CIW	78.8	82.7	83.2	89.1	82.4	83.7	82.0	85.9	84.7	83.62
CIW'	84.5	84.2	84.7	91.2	84.0	85.1	85.0	88.1	86.5	85.92
PIA	75.6	79.3	79.8	86.5	79.5	80.6	78.2	83.0	81.8	80.48
Mn*	-3.6	-6.1	-6.2	-5.1	-4.7	-6.6	-4.9	-3.9	-4.7	-5.09
Ni/Co	8.1	7.1	5.6	6.5	7.3	7.3	7.2	9.9	8.2	7.5
V/(V+Ni)	0.8	0.9	0.8	0.8	0.8	0.8	0.8	0.6	0.8	0.8

Eu/Eu*=[2*Eu/(Sm+Gd)]_{SN}; Ce/Ce*=[2Ce/(La+Pr)]_{SN}; SN=Post Archean Australian Shale; Nb/Nb*=[Nb/(Th*La)*0.5]_{CN}; CN: Chondrite-normalized; SiO₂*=39.34+1.2578 (Al₂O₃/TiO₂)-0.0109 (Al₂O₃/TiO₂)²; CIA=[Al₂O₃/(Al₂O₃+CaO*+Na₂O)]*100; CIW=[Al₂O₃/(Al₂O₃+K₂O+Na₂O+CaO*)]*100; CIW'=[Al₂O₃/(Al₂O₃+Na₂O)]*100; PIA=[(Al₂O₃-K₂O)/(Al₂O₃+CaO*+Na₂O-K₂O)]*100; Mn*=log[(Mn_{sample}/Mn_{shale})/(Fe_{sample}/Fe_{shale})]_{shale}; Fe_{shale}=6*10⁻⁴; Mn_{shale}=4.6*10⁻²

هستند که می‌تواند ناشی از ورود مقدار اجزای سنگ‌های آذرین مافیک به داخل سیستم رسوبگذاری است (Garver and Scott, 1995).

الگوهای REE_{SN} (CN) نرمال شده به کندریت) نمونه‌ها با نسبت بالای LREEs/HREEs، الگوی تخت (Gd/Yb_{CN}=1) و HREEs (Av. Gd/Yb_{CN}=1) بی‌هنجاری منفی متمایز (0.26 to 0.89) Eu/Eu* مشخص می‌باشند (شکل a-۴). در نمونه‌ها، بودن ضرایب همبستگی ضعیف بین Al₂O₃ (r=0.25) یا Zr (r=0.07) با Eu/Eu*، همچنین عدم همبستگی بین Eu/Eu* و اجزای دیگر، نشان می‌دهند که هیچ کانی به تنهایی، بی‌هنجاری Eu در نمونه‌ها را کنترل نمی‌کند. نبود همبستگی بین LREEs و HREEs و ΣREEs با Al₂O₃، TiO₂ و P₂O₅ نشانگر عدم تأثیر آلومینوسیلیکات‌ها، آپاتیت، مونازیت، روتیل یا تیتانیت بر توزیع REEs است. این ویژگی‌ها همراه با همبستگی Zr با HREEs (r=0.93) و LREEs (r=0.15) بیانگر اهمیت بیشتر کانی زیرکن نسبت به دیگر کانی‌ها برای میزبانی HREEs در نمونه‌ها است.

۶-۲. طبقه‌بندی شیمیایی

طبقه‌بندی‌های گوناگونی برای سنگ‌های رسوبی آواری بر پایه اکسیدهای عناصر اصلی آنها پایه‌گذاری شده است. در نمودار هرون (Herron, 1988)، هشت نمونه از نمونه‌های UCS در محدوده شیل و وکی و یکی از آنها در محدوده آركوز جای دارند (شکل b-۴).

۶-۳. هوازگی منطقه منشأ

شاخص‌های مختلف هوازگی شیمیایی بیشتر برپایه نسبت مولی اکسیدهای اصلی است (Taylor and McLennan, 1995). به طور گسترده‌ای رابطه CIA (جدول ۱) برای تعیین میزان هوازگی شیمیایی استفاده می‌شود (Nesbitt and Young, 1982)، که در آن CaO محتوی CaO* سیلیکات‌ها است. به دلیل حذف کربنات کلسیم نمونه‌ها با HCl ۰/۵ نرمال و کوچک‌تر بودن درصد وزنی CaO از Na₂O، در نتیجه مقدار CaO*=CaO است (Bock et al., 1998).

عناصر با شدت میدان بالا (HFSE: Zr, Hf, Y, Nb)، به طور کلی عناصر ناسازگار هستند، در هنگام تبلور و آتاکسی در مذاب تمرکز می‌یابند (Kerrick and Feng, 1990) و در سنگ‌های فلسیک پوسته بالایی، UCC، نسبت به سنگ‌های مافیک غنی‌شدگی پیدا می‌کنند (McLennan, 2001). غلظت Hf (۰/۳۶-۱/۳۷ ppm) و Zr (۱۹/۱-۷۸/۱ ppm) در نمونه‌ها متفاوت است. در بیشتر سنگ‌ها Zr به شکل زیرکن وجود دارد و Hf بیشتر در آن متمرکز است (Bau, 1996). همبستگی خطی بین Zr-Hf به طور معمول زیاد است. نمونه‌ها، همبستگی منفی ضعیف بین Zr و Hf (r=-0.24) دارند و نسبت Zr/Hf در آنها بین ۲۵ تا ۱۰۶/۷ است. تغییرات در مقادیر نسبت‌های Zr/Hf به فرایندهای فروانش و پدید آمدن ماگمای آمفیبول‌دار (Rudnick et al., 2000)، و تغییرات محیط ژئودینامیکی نسبت داده شده‌اند (Kremer and Tishin, 2017). همبستگی قوی Zr با U (r=0.90) و Th (r=0.74) و مقادیر همبستگی این عناصر با Al₂O₃ (r=0.00، r=-0.14) و TiO₂ (r=-0.10، r=-0.10) و P₂O₅ (r=-0.40، r=-0.60) نشان می‌دهند که توزیع U و Th به طور عمده توسط زیرکن کنترل می‌شود.

عناصر جزئی V، Co، Ni، Sc و Cr به طور کلی در طی فرآیند تفریق ماگمایی عناصر بسیار سازگار هستند. این عناصر در سنگ‌های مافیک و اولترامافیک غنی‌شدگی دارند. عناصر Sc و Co در نمونه‌ها همبستگی مثبت متوسط تا قوی با Cr (r=0.50، r=90) و Ni (r=0.90، r=62) و V (r=0.83، r=0.90) نشان می‌دهند ولی ضریب همبستگی ضعیف تا بدون همبستگی با Al₂O₃ (r=0.05، r=0.26) دارند. این نشانگر بودن بخشی از Co و Sc در اکسیدها و دیگر کانی‌های غیر آلومینوسیلیکات است. همبستگی بین V-Al₂O₃ (r=0.44)، V-K₂O (r=0.28)، V-TiO₂ (r=0.57) و V-LOI (r=-0.07) بیانگر بودن V به طور بخشی در آلومینوسیلیکات‌ها، نه در مواد آلی، است. نمونه‌ها دارای مقدار کم Cr (۵۱-۱۱۱ ppm) و Ni (۱۰-۵۱ ppm)، میانگین نسبت‌های Cr/Ni برابر ۲/۶۶ و همبستگی‌های مثبت متوسط تا ضعیف Cr-Ni (r=0.42)، Cr-Al₂O₃ (r=0.33) و بدون همبستگی بین Ni-Al₂O₃ (r=-0.01) است.

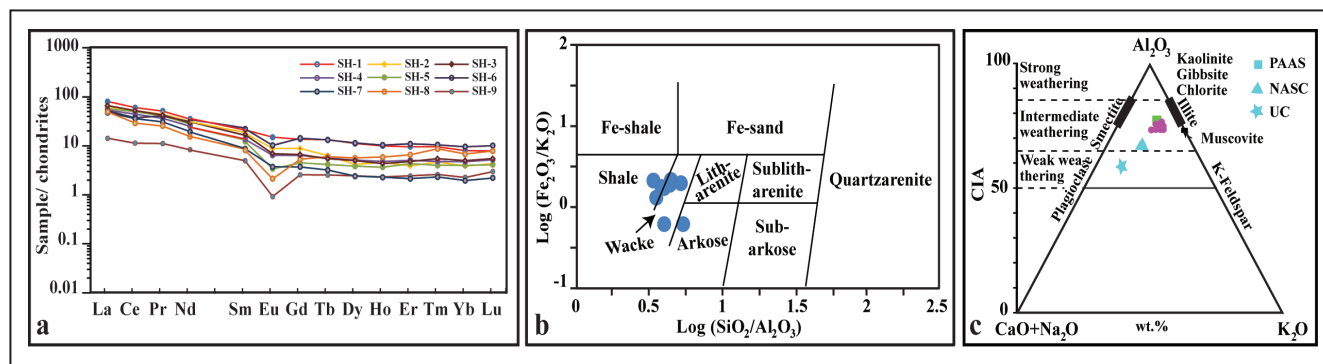
جدول ۲- ضریب همبستگی خطی پیرسون نمونه‌های شیل.

	SiO ₂	SiO ₂ *	TO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	LOI	Rb	Sr	Ni	V	Cr	Co	Cs	Sc	Zr	Th	U	Hf	EuEu*	CeCe*	NbNb*	ΣREE	LREE	HREE	L.HREE	CIA	CW	CW*	PIA	THU		
SiO ₂	1																																					
SiO ₂ *	-0.3	1																																				
TOI2	-0.3	-0.7	1																																			
Al ₂ O ₃	-0.7	0.0	.75*	1																																		
Fe ₂ O ₃	-0.8	0.6	-0.1	0.4	1																																	
MnO	0.0	0.6	-0.7	-0.4	0.1	1																																
MgO	-0.6	0.5	-0.3	0.1	0.5	0.6	1																															
CaO	-0.3	0.4	-0.3	0.0	0.2	.8*	.67*	1																														
Na ₂ O	0.0	-0.4	0.5	0.3	0.0	-0.2	-0.3	0.1	1																													
K ₂ O	-0.6	0.0	0.7	.87**	0.2	-0.6	0.0	-0.2	0.0	1																												
P ₂ O ₅	-0.7	0.2	0.3	0.6	0.6	-0.4	0.1	-0.1	-0.1	0.6	1																											
LOI	-0.8	0.4	0.1	0.5	.76*	0.0	0.4	0.3	-0.1	0.4	.8*	1																										
Rb	0.0	0.0	0.0	0.0	0.2	-0.3	-0.1	-0.6	-0.3	0.1	-0.2	-0.2	1																									
Sr	-0.1	-0.2	0.6	0.5	-0.3	0.0	-0.1	0.0	0.3	0.4	-0.3	-0.3	0.1	1																								
Ni	-0.3	0.4	-0.2	0.0	0.3	0.2	0.4	-0.1	-0.3	0.0	-0.2	0.5	0.2	1																								
V	-0.5	-0.3	0.6	0.4	0.3	-0.3	0.2	-0.3	0.2	0.3	0.0	-0.1	0.6	0.4	0.5	1																						
Cr	-0.5	-0.2	0.4	0.3	0.4	-0.1	0.4	-0.1	0.0	0.1	0.0	0.1	0.5	0.3	0.4	.93**	1																					
Co	-0.4	0.1	0.2	0.3	0.2	0.0	0.3	-0.2	-0.1	0.3	-0.1	-0.3	0.4	0.5	.89**	.67*	0.5	1																				
Cs	-0.4	-0.3	0.6	0.5	0.1	-0.4	0.1	-0.4	0.2	0.5	0.0	-0.2	0.5	0.6	0.6	.92**	.75*	.82**	1																			
Sc	-0.3	-0.1	0.1	0.0	0.2	0.1	0.5	0.0	-0.1	-0.1	-0.3	-0.2	0.6	0.3	0.6	.83**	.90**	.71*	1																			
Zr	0.0	0.2	-0.2	-0.2	0.0	0.3	0.4	0.0	-0.3	-0.2	-0.6	-0.5	0.6	0.4	.81**	0.5	0.5	.70*	0.5	0.79*	1																	
Th	-0.2	-0.2	0.2	0.1	0.0	0.1	0.4	0.0	-0.1	0.1	-0.4	-0.3	0.6	0.4	0.5	.79*	.84**	0.6	.72*	0.95**	0.79*	1																
U	-0.2	0.3	-0.1	0.0	0.2	0.3	0.4	0.0	-0.3	-0.1	-0.4	-0.2	.7*	0.4	.7*	0.6	.7*	0.6	0.6	0.86**	0.9**	0.8**	1															
Hf	0.4	-0.3	0.3	0.0	-0.6	-0.2	-0.5	-0.2	0.3	0.0	-0.1	-0.5	-0.4	0.4	-0.2	-0.3	-0.5	0.1	0.0	-0.5	-0.2	-0.4	-0.5	1														
EuEu*	-0.2	0.0	0.1	0.3	0.0	0.3	0.4	0.6	0.1	0.2	-0.2	0.3	-0.2	0.2	-0.3	0.0	0.2	-0.3	-0.1	0.2	0.1	0.4	0.1	-0.4	1													
CeCe*	0.1	-0.3	0.5	0.5	-0.4	-0.2	-0.4	0.1	0.2	0.5	0.1	0.2	-0.3	0.4	-0.7	-0.3	-0.3	-0.5	-0.2	-0.5	-0.5	-0.2	-0.4	0.4	1													
NbNb*	0.3	-0.4	0.3	0.0	-0.4	-0.3	-0.6	-0.3	0.3	0.0	0.0	-0.3	-0.3	0.3	-0.2	-0.2	-0.5	0.1	0.0	-0.5	-0.3	-0.5	-0.5	-0.4	0.3	1												
ΣREE	0.0	0.0	0.1	0.2	-0.3	0.3	0.2	0.4	0.1	0.1	-0.5	-0.2	0.1	0.5	0.0	0.2	0.2	0.0	0.2	0.4	0.5	0.6	0.4	-0.2	.8**	0.4	-0.5	1										
LREE	0.0	0.0	0.1	0.2	-0.3	0.3	0.2	0.4	0.1	0.2	-0.5	-0.1	0.0	0.5	-0.1	0.1	0.2	0.0	0.1	0.3	0.4	0.6	0.4	-0.2	.8**	0.4	-0.4	0.99**	1									
HREE	-0.1	0.0	-0.1	-0.1	0.0	0.5	0.6	0.4	-0.1	-0.3	-0.6	-0.3	0.3	0.3	0.5	0.6	0.7	0.5	0.4	0.9**	0.8**	0.9**	0.8*	-0.4	0.4	-0.5	0.6	0.5	1									
L.HREE	0.0	0.0	0.3	0.4	-0.2	-0.4	-0.5	0.0	0.3	0.6	0.3	0.2	-0.4	0.0	-0.6	-0.4	-0.5	-0.4	-0.2	-0.7	-0.6	-0.5	-0.6	0.3	0.3	0.72*	0.1	0.2	0.2	-0.6	1							
CIA	-0.3	0.2	0.1	0.2	0.3	-0.3	0.0	-0.5	-0.7	0.4	0.4	0.2	0.7	0.1	0.4	0.3	0.3	0.3	0.3	0.2	0.2	0.2	0.4	-0.2	-0.4	0.0	-0.3	-0.3	-0.3	-0.1	-0.3	1						
CW	-0.3	0.1	0.2	0.3	0.2	-0.5	0.0	-0.6	-0.7	0.6	0.4	0.2	0.6	0.0	0.3	0.2	0.2	0.3	0.3	0.1	0.2	0.1	0.3	-0.1	-0.3	0.0	0.0	-0.2	-0.2	-0.2	0.0	0.95**	1					
CW*	-0.4	0.4	-0.1	0.3	0.3	0.0	0.4	-0.1	-0.8	0.5	0.4	0.4	0.3	0.0	0.3	0.0	0.1	0.3	0.1	0.1	0.2	0.1	0.3	-0.3	0.0	0.0	-0.2	0.0	0.0	-0.1	0.82**	0.9**	1					
PIA	-0.3	0.2	0.1	0.3	0.2	-0.4	0.0	-0.6	-0.7	0.5	0.4	0.2	0.6	0.1	0.3	0.2	0.2	0.3	0.3	0.1	0.2	0.1	0.3	-0.2	-0.3	0.0	0.0	-0.2	-0.2	-0.1	0.9**	0.99**	0.89**	1				
THU	0.0	-0.6	0.5	0.2	-0.4	-0.2	0.1	0.2	0.3	0.3	-0.3	-0.3	0.1	0.4	-0.1	0.5	0.5	0.2	0.5	0.5	0.3	0.7*	0.2	-0.1	0.6	0.2	-0.3	0.7	0.6	0.5	0.1	-0.1	-0.1	-0.1	-0.1	1		

* Correlation is significant at the 0.05 level (2-tailed).

** Correlation is significant at the 0.01 level (2-tailed).

*. Correlation is significant at the 0.05 level (2-tailed). **. Correlation is significant at the 0.01 level (2-tailed).



شکل ۴- (a) الگوهای توزیع REEs نمونه‌های UCS (داده‌های نرمال شده از Taylor and McLennan, 1995)؛ (b) جایگاه نمونه‌ها در طبقه‌بندی شیمیایی (Herron, 1988)؛ (c) نمودار A-CN-K با شاخص CIA، نمونه‌ها در بازه هوازدگی متوسط جای دارند.

۴-۶. آب و هوای منطقه منشأ

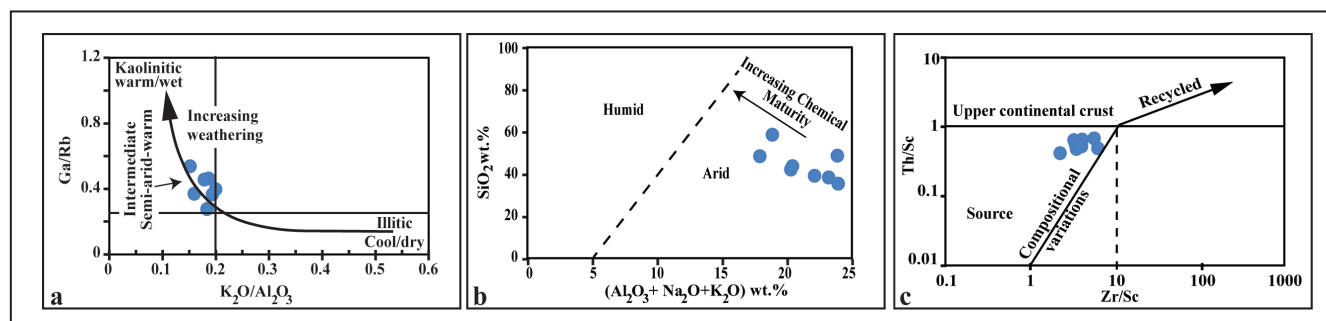
نمودارهای $Ga/Rb-K_2O/Al_2O_3$ (Roy and Roser, 2013) و $SiO_2-(Al_2O_3+K_2O+Na_2O)$ (Suttner and Dutta, 1986) برای بازسازی شرایط اقلیمی منطقه منشأ اجزای سنگ‌های آواری، پیشنهاد شده‌اند. در این نمودارها، به ترتیب، نمونه‌ها در بازه آب و هوای خشک-نیمه‌خشک (شکل a-۵)، و نیمه‌خشک (شکل b-۵) جای دارند. آب و هوای کرتاسه به دلیل فعالیت‌های آتشفشانی همراه با گسترش غیر معمول کف اقیانوس‌ها، دارای شرایط گلخانه‌ای بوده است. این عدم همخوانی، به احتمال زیاد ناشی از فعالیت تکتونیکی شدید و فرسایش سریع سنگ‌های منشأ در منطقه می‌باشد.

۵-۶. چرخه مجدد رسوبی

نسبت SiO_2/Al_2O_3 به چرخه مجدد رسوبی و فرایندهای هوازدگی حساس، و شاخص بلوغ رسوبی است (Roser and Korsch, 1986). این نسبت در نمونه‌ها (۳/۵۵-۵/۴۴) با میانگین ۴/۲۷، نشانگر بلوغ کم رسوبات است. نمونه‌ها در نمودار $Th/Sc-Zr/Sc$ ، تنوع ترکیبی را به نمایش می‌گذارند، و مانع از در نظر گرفتن چرخه مجدد رسوبات هستند (شکل c-۵). همچنین فراوانی ($1/37-1/29 < 3-7$ ppm) و نسبت Hf ($3/38-1/22 < 5$) La/Th (McLennan et al., 1993) نمونه‌ها، عدم چرخه مجدد نهشته‌ها را تأیید می‌کنند.

مقادیر CIA نمونه‌ها $69/7-74/7$ با میانگین $72/9\%$ و همچنین جایگاه آنها در نمودار $Al_2O_3-(CaO+Na_2O)-K_2O$ (A-CN-K) هوازدگی متوسط/دگرگونی درجه پایین سنگ‌های ناحیه منشأ است (شکل c-۴). همبستگی قوی بین شاخص CIA با شاخص‌های هوازدگی شیمیایی (CIW' ; Harnois, 1988)، هوازدگی شیمیایی اصلاح شده (CIW' ; Cullers, 2000)، هوازدگی پارکر (WIP; Parker, 1970) و دگرسانی پلاژیوکلاز (PIA; Fedo et al., 1995) (به ترتیب $r=0.96$ ، $r=0.93$ ، $r=0.82$) و همبستگی ضعیف بین این شاخص‌ها با Al_2O_3 ($r < 0.30$) گویای بودن مسکوویت در نمونه‌ها ناشی از دگرگونی درجه پایین است (جدول ۱). شاخص‌های یاد شده در رسوبات دگرگونی مقادیر بالایی ($65-88\%$) را، حتی بدون هوازدگی شیمیایی زیاد، نشان می‌دهند (Price and Velbel, 2003).

مقادیر نسبت‌های Th/U در UCC بین $3/5$ تا 4 است (McLennan et al., 1993). در طی هوازدگی و چرخه مجدد، نهشته‌ها با از دست دادن U ، نسبت Th/U در آنها افزایش می‌یابد. مقدار متوسط $Th/U \sim 6/2$ نمونه‌ها اشاره به هوازدگی شدید و چرخه مجدد رسوبی است. در حالی که همبستگی مثبت بین $Th-U$ ($r=0.83$) و نبود همبستگی بین نسبت آنها و CIA گویای مستقل بودن مقادیر Th/U از فرسایش است. این ویژگی‌ها بیانگر کانی‌میزبان همسان برای U و Th (Nwaila et al., 2017) به طور غالب زیرکن، است (نگاه کنید به عنوان ۱-۶). مقاومت شیمیایی بالای زیرکن از آبتشویی U جلوگیری کرده و در نتیجه نسبت Th/U گویای شدت هوازدگی شیمیایی نمونه‌ها نیست.



شکل ۵- (a) شرایط اقلیم گذشته منطقه منشأ برپایه نمودار $Ga/Rb-K_2O/Al_2O_3$ ؛ (b) جایگاه نمونه‌ها در نمودار $SiO_2-(Al_2O_3+K_2O+Na_2O)$ ؛ (c) نمودار Th/Sc مقابل Zr/Sc برای کنترل چرخه مجدد نمونه‌ها.

۶-۶. تعیین سنگ منشأ

ترکیب سنگ منشأ پارامتر مهمی برای کنترل شیمی سنگ‌های رسوبی است (Taylor and McLennan, 1995). نسبت Al_2O_3/TiO_2 در بیشتر نهشته‌های آواری مشابه با سنگ منشأ آنها بوده (Yamamoto et al., 1986) و تغییر در این نسبت در رسوبات بی‌اهمیت است. اما با دگرسانی در آنها، SiO_2 می‌تواند افزایش یا کاهش یابد. نسبت وزنی Al_2O_3/TiO_2 در رسوبات برای برآورد مقدار SiO_2 سنگ‌های منشأ آذرین رایج است (Hayashi et al., 1997). مقادیر ($58/2-64/2\%$) SiO_2^* و نسبت ($18/4-25/3$)

بی‌اهمیت است. اما با دگرسانی در آنها، SiO_2 می‌تواند افزایش یا کاهش یابد. نسبت وزنی Al_2O_3/TiO_2 در رسوبات برای برآورد مقدار SiO_2 سنگ‌های منشأ آذرین رایج است (Hayashi et al., 1997). مقادیر ($58/2-64/2\%$) SiO_2^* و نسبت ($18/4-25/3$)

است (Erturk et al., 2018). مقادیر La/Th ($۱/۲۲-۳/۹۵$) و میانگین Cr/Th ($۱۱/۳$) نمونه‌ها بیانگر پدید آمدن آنها از سنگ‌های فلسیک است. تغییرات بی‌هنجاری Eu در سنگ‌های رسوبی، به طور معمول، وارثی از سنگ‌های آذرین منشأ هستند (McLennan and Taylor, 1991). مقادیر بی‌هنجاری منفی ($۰/۲۶-۰/۸۹$) Eu/Eu^* و نسبت ($۷/۵-۱۲/۹$) LREEs/HREEs (Condie and Wronkiewicz, 1990) نمونه‌ها وابسته به سنگ‌های آذرین فلسیک، از جمله گرانیته‌ها و گرانودیوریت، در منطقه منشأ می‌باشد.

Eby (1992) بیان داشت، نسبت‌های Y/Nb در گرانیته‌های ناشی از ذوب پوسته و مذاب گوشته به ترتیب بزرگ‌تر و کوچک‌تر از $۱/۲$ هستند. نسبت‌های Y/Nb برای نمونه‌ها بین $۰/۲۷$ تا $۲/۷۶$ متغیر است، که بیانگر منشأ ماگمای سنگ‌های مورد بررسی از پوسته و گوشته است. میانگین مقادیر نسبت‌های Nb/Ta برای پوسته $۱۲-۱۱$ و برای ماگمای حاصل از گوشته $۱۷/۵$ است (Green, 1995). نمونه‌ها دارای طیف گسترده‌ای از نسبت‌های Nb/Ta ($۱۸/۵-۳/۳$) هستند که گویای تغییرات ترکیبی به دلیل تفریق ماگمایی، به طور غالب با منشأ پوسته، و به طور جزئی گوشته است. بی‌هنجاری‌های Nb/Nb^* برای سنگ‌های مربوط به فروران $۰/۱۵-۰/۳$ ، و حاشیه غیر فعال $۰/۵$ هستند (Floyd et al., 1991). مقدار Nb/Nb^* در نمونه‌ها $۰/۳-۰/۱۴$ برای هفت نمونه و $۰/۶۶$ و $۰/۸۲$ برای دو نمونه دیگر به طور عمده با منشأ سنگ‌های ماگمایی وابسته به منطقه فروران و اختلاط ماگمایی همخوانی دارند.

مقادیر نسبت‌های Zr/Nb برای گوشته اولیه و سنگ‌های قاره‌ای $۷/۶-۶/۳$ و $۲۵-۲۲$ ، و مقادیر Nb/La برای آنها ۱ و $۰/۴۶$ ، به ترتیب می‌باشد (Morata et al., 2005). آتومالی منفی ($۰/۱-۰/۸$) Nb/Nb^* ، نسبت‌های بالا $4 > \text{La/Sm}$ و پایین ($۱/۹-۱۲/۴$) Zr/Nb و ($۰/۲۴-۱/۷۹$) Y/Nb ، ویژگی مشخص آندزیت‌های کالک‌آلکالن مربوط به کمان ماگمایی هستند که در منطقه فروران تشکیل می‌شوند (Baier et al., 2008). در نمودار Th-Co نمونه‌ها در بازه سنگ منشأ داسیت و ریولیت کالک‌آلکالن جای دارند (شکل f-۶).

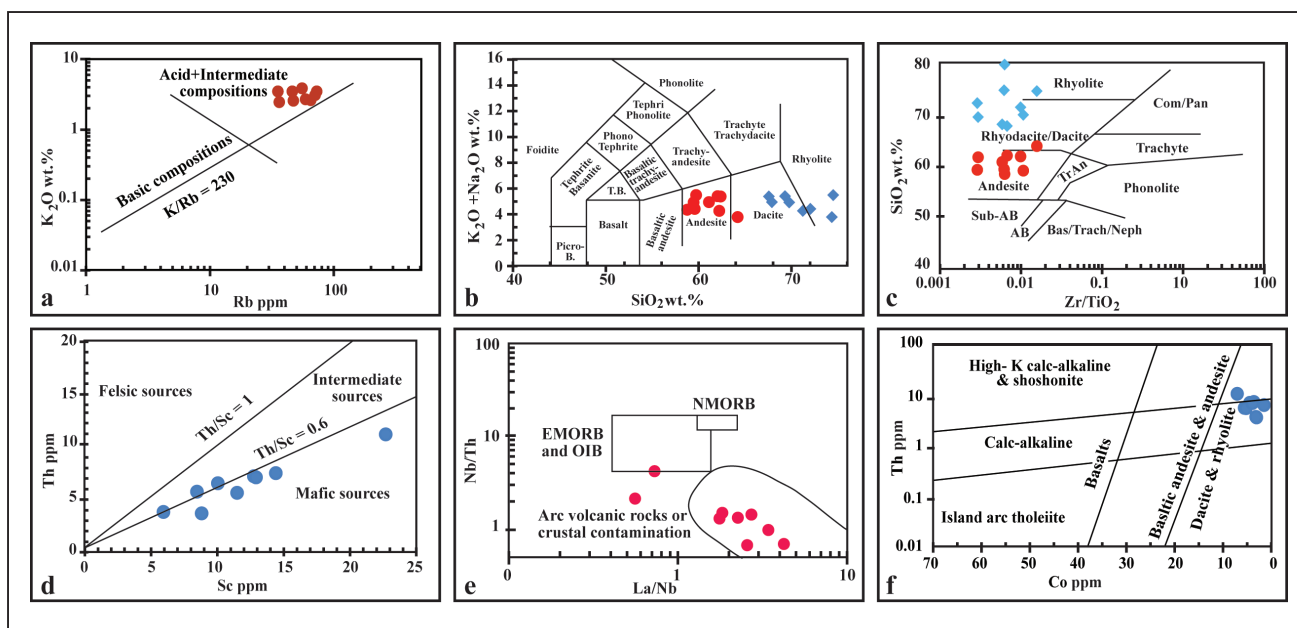
$\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$ نمونه‌ها با مقادیر سنگ‌های متوسط تا فلسیک در N-SSZ همخوانی دارند (Yamamoto et al., 1986).

پتاسیم و Rb شاخصی از ترکیب سنگ‌های منشأ هستند (Wang et al., 2014). نمونه‌ها در نمودار $\text{K}_2\text{O-Rb}$ ، در موقعیت سنگ‌های اسیدی و حدواسط (شکل a-۶)، و بر پایه مقادیر SiO_2° و SiO_2 در نمودارهای $\text{K}_2\text{O+Na}_2\text{O-SiO}_2$ (LeBas et al., 1986) و $\text{SiO}_2\text{-Zr/TiO}_2$ (Winchester and Floyd, 1977)، به ترتیب در محدوده آندزیت و ریولیت-ریوداسیت جای دارند (شکل b,c-۶).

از آنجا که عناصر اصلی در اثر فرایندهایی نظیر هوازگی و دگرسانی تغییر می‌کنند، استفاده از نمودارهای تعیین منشأ تنها با استفاده از این عناصر ممکن است نتایج دقیقی ارائه ندهند. برای شناسایی ترکیب منشأ عناصر جزئی ناسازگار (Th ، La ، Hf) و سازگار (Sc ، Cr ، Co) و نسبت‌های آنها برای تفکیک سنگ‌های فلسیک از مافیک در آواری‌ها مفید هستند (Cox et al., 1995). داده‌های ژئوشیمیایی نمونه‌ها در نمودار Th-Sc (McLennan, 2001) در موقعیت‌های بازیک ($n=5$) و حدواسط ($n=4$) جای دارند (شکل d-۶).

بر پایه نسبت Zr/Hf در مقایسه با $\text{Zr/Hf} = 33.6$ (PAAS (Taylor and McLennan, 1995) نمونه‌ها را می‌توان به سه گروه (مقادیر نسبت Zr/Hf کمتر، بیشتر و نزدیک به مقدار نسبت Zr/Hf در PASS) بخش کرد. نسبت Zr/Hf از سنگ‌های تحت اشباع از سیلیس، مانند سینیت و سینیت نفلین ($\text{Zr/Hf} = 60-150$) (Correia Neves et al., 1974) تا گابرو، دیوریت به سمت سنگ‌های گرانیته کاهش می‌یابد (Cerny et al., 1985). براین اساس، می‌توان گفت حداقل ۳ تیپ سنگ منشأ در منطقه مورد مطالعه وجود داشته‌اند. تغییرات نسبت Zr/Hf ممکن است ناشی از ذوب بخشی گوشته دگرسان شده در مناطق فروران باشد (Dostal et al., 2000).

نمونه‌ها در نمودار Nb/Th-La/Nb (Wang et al., 2016) در بازه سنگ‌های آتشفشانی کمان ماگمایی جای دارند که با پوسته مخلوط شده‌اند (شکل e-۶). علاوه بر این، نسبت La/Nb بیشتر از ۱ در نمونه‌ها ($n=7$)، بیانگر منشأ آنها، از بخش گوشته لیتوسفر



شکل ۶- جایگاه نمونه‌های شیل سندج در نمودارهای $\text{K}_2\text{O-Rb}$ (a)، در بازه اسیدی + حدواسط جای دارند؛ (b)، $\text{K}_2\text{O+Na}_2\text{O-SiO}_2$ (b)، در بازه اسیدی + حدواسط جای دارند؛ (c)، $\text{SiO}_2\text{-Zr/TiO}_2$ و SiO_2° (بر پایه دایره)، و ریولیت-ریوداسیت/داسیت (بر پایه SiO_2° لوزی) را نشان می‌دهند؛ (d) Th-Sc در جایگاه‌های سنگ‌های مافیک و حد واسط هستند؛ (e) Nb/Th-La/Nb بیانگر منشأ نمونه‌ها از کمان آتشفشانی یا آلودگی پوسته‌ای است؛ (f) Th-Co در موقعیت داسیت و ریولیت کالک‌آلکالن جای دارند.

۶-۷. جایگاه تکتونیکی

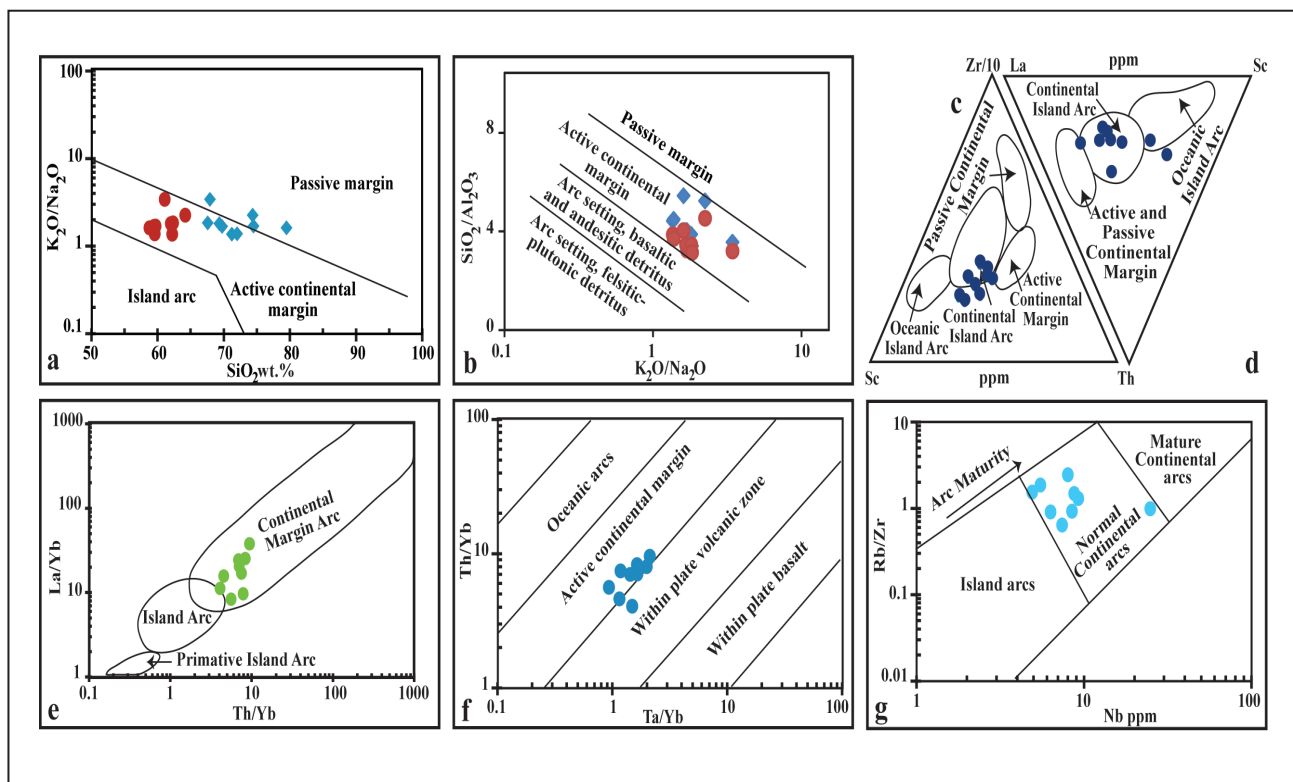
کمان در نمودار Rb/Zr- Nb (Peccerillo and Taylor, 1976) نرمال قاره‌ای است (شکل g-۷).

۶-۸. شرایط اکسیداسیون و احیا

شاخص‌های V/V+Ni، Ni/Co، Mn* و U/Th برای تعیین شرایط اکسیداسیون و احیا محیط استفاده می‌شوند. مقدار Mn* از رابطه $Mn^* = \text{Log}[(Mn_{\text{sample}}/Mn_{\text{shale}})/(Fe_{\text{sample}}/Fe_{\text{shale}})]$ محاسبه شده و در آن مقادیر Mn_{shale} و Fe_{shale} به ترتیب ۶۰۰ ppm و ۴۶۱۵۰ ppm هستند (Brumsack, 2006). مقادیر منفی Mn* (۳/۶- تا ۶/۶-)، همبستگی مثبت قوی بین Ni و Co (r=0.89)، مقادیر بالای نسبت‌های (۵/۶۴-۹/۸۹) Ni/Co (Dill, 1988) و (۰/۷۸-۰/۹) V/(V+Ni) (Hatch and Leventhal, 1992) اشاره به شرایط احیایی محیط در طی رسوبگذاری نمونه‌ها دارند. همچنین، نسبت U/Th (۰/۱۳-۰/۲۲) (Rogers and Adams, 1969) نمونه‌ها گویای تنه‌نشینی آنها، بر خلاف شاخص‌های دیگر، در محیط رسوبی اکسیدان است. این عدم همخوانی ناشی از بودن عناصر U و Th در کانی مقاوم زیرکن است.

ترکیب سنگ‌های رسوبی در جایگاه‌های مختلف تکتونیکی متفاوت می‌باشند (Bhatia et al., 1986) و عناصر اصلی و جزئی، برای تعیین جایگاه تکتونیکی مفید هستند. روسر و کورش (Roser and Korsch, 1986) از الگوی اکسید عناصر اصلی K_2O/Na_2O-SiO_2 برای تعیین جایگاه تکتونیکی استفاده کردند. نسبت K_2O/Na_2O-SiO_2 به طور ویژه برای محیط‌های مختلف تکتونیکی با توجه به محتوای SiO_2 متفاوت است. در این نمودار (شکل a-۷) اغلب نمونه‌ها در بازه حاشیه فعال قاره‌ای و فعال-غیرفعال قاره‌ای، به ترتیب بر پایه مقادیر SiO_2^* و SiO_2 ، جای دارند. نمونه‌ها در نمودار $(SiO_2/Al_2O_3-K_2O/Na_2O)$ (Bhatia, 1983)، بر پایه مقادیر SiO_2^* و SiO_2 ، به طور عمده در جایگاه حاشیه فعال قاره‌ای جای دارند (شکل b-۷).

در دیگرگرام‌های مثلی Th-Sc-Zr/10، La-Th-Sc (Bhatia and Crook, 1986) برخی از داده‌ها در داخل کمان جزایر قاره‌ای و بقیه در خارج بازه‌ها جای دارند، که می‌تواند ناشی از اختلاط سنگ‌های منشأ باشند (شکل c، d-۷). نمونه‌ها در دیگرگرام La/Yb-Th/Yb (Dostal et al., 1996) در بازه کمان حاشیه قاره‌ای (شکل e-۷) و در نمودار Th/Yb-Ta/Yb (Pearce, 1983)، در بازه‌های حاشیه فعال قاره‌ای ACM، (n=6) و منطقه آتشفشانی درون صفحه، WPVZ (n=3) جای دارند (شکل f-۷). نوع



شکل ۷- a، b-۷) نمونه‌های شیل سندانج در نمودارهای K_2O/Na_2O در مقابل SiO_2 (لوزی) و SiO_2^* (دایره) و (a) و SiO_2/Al_2O_3 در مقابل SiO_2 (لوزی) و SiO_2^* (دایره)، در حاشیه فعال قاره‌ای جای دارند؛ c، d) نمونه‌ها در نمودارهای Th-Sc-Zr/10 و La-Th-Sc، اغلب درون یا نزدیک به بخش‌های کمان جزایر قاره‌ای و حاشیه فعال قاره‌ای جای دارند؛ e-g) نمونه‌ها در نمودارهای La/Yb-Th/Yb در جایگاه حاشیه فعال قاره‌ای (e)، در $Th/Yb-Ta/Yb$ در بازه‌های حاشیه فعال قاره‌ای و منطقه آتشفشانی درون صفحات (f) و در Rb/Zr- Nb در کمان قاره‌ای نرمال (g) هستند.

۷- محیط‌های رسوبی

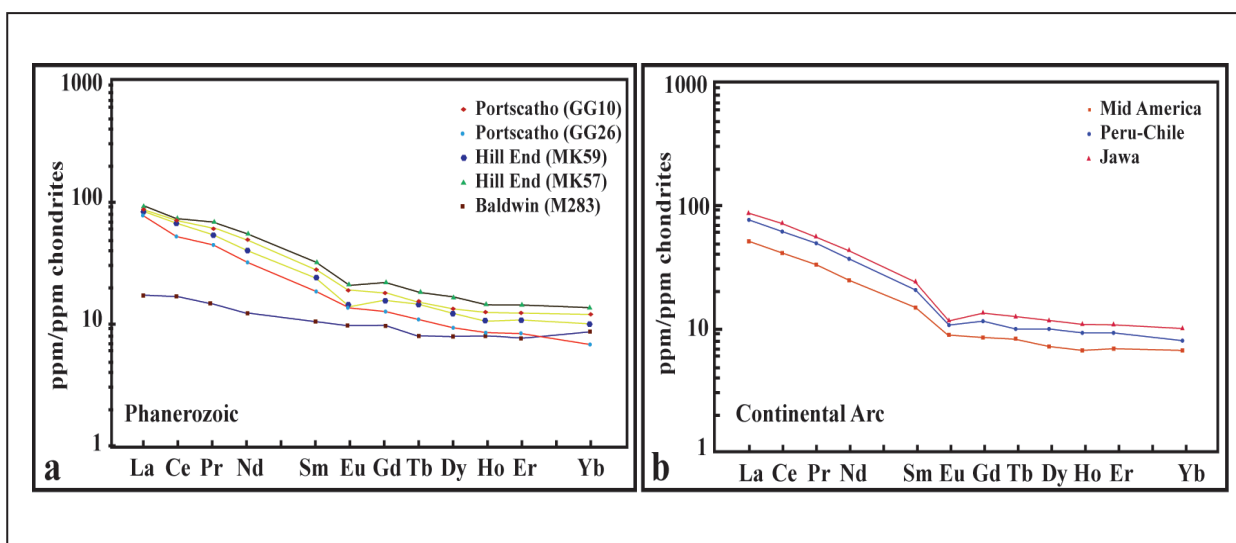
ترکیب شیمیایی نمونه‌های UCS گویای رسوبگذاری در جایگاه تکتونیکی حاشیه فعال قاره‌ای است. حاشیه فعال قاره‌ای رایج‌ترین مرز صفحه‌های همگرا است و دربردارنده چهار حوضه رسوبی دراز گودال (Trench)، سراسیبی دراز گودال (Trench-slope)،

جلوی کمان و پشت کمان است (Bailleul et al., 2007). رخساره‌های سنگی و توالی رسوبی عمودی توالی کرتاسه بالایی با نهشته‌های حوضه‌های دراز گودال (شیل ژرف با نهشته‌های توریدایتی K8/، سراسیبی دراز گودال (واحد‌های K8 و K9) تا حوضه‌های

جلوی کمان، از حاشیه رشدی تا فرسایشی آب‌های ژرف (واحد‌های K8، K9، K10 و K12) پیشنهاد شده توسط Draut and Clift (2012) همخوانی دارد (شکل c-۱). پارامترهای ژئوشیمیایی Ni/Co ، V/(V+Ni) ، بی‌هنجاری ضعیف $\text{Ce/Ce}^*=0.97$ ، همبستگی منفی قوی بین Ce/Ce^* و HREEs/LREEs ($r = -0.72$)، و رنگ تیره شیل‌ها (Sullivan and Staal, 1996) نشان می‌دهند که نمونه‌های شیل در شرایط احیایی، پدید آمده‌اند (Pi et al., 2013). آتشفشان‌های کرتاسه پسین و فعالیت آنها منجر به بالا آمدن آب‌های احیایی، که در بخش‌های ژرف دریاها به ویژه در زمان سنومانین/تورونین گسترده بوده‌اند (Schlanger et al., 1987)، در منطقه شده و سبب پدید آمدن منطقه حداقل اکسیژن (Arthur et al., 1987)، تشکیل شیل‌های پلاژیک، مرگ دسته جمعی پلانکتون‌ها، و تشکیل پیریت در رسوبات شده است (شکل d، h-۳). نهشته شدن مواد داخل ستون آب دریا، بالا آمدگی کمان ماگمایی و رخنمون توده‌های آذرین در خاور و جنوب خاوری سندج و سپس فرسایش آنها منجر به تشکیل نهشته‌های توریدیتی همراه با سنگ‌های آتشفشان زیر دریایی در حوضه جلوی کمان سندج شده است. نهشته‌های توریدیتی که در چنین جایگاه‌هایی شکل گرفته‌اند از شیب‌های زیاد به سوی پایین سرازیر شده و در حوضه ژرف درازگودال انباشته می‌شوند. به دلیل ژرفای زیاد حوضه، چرخه مجدد رسوبی قابل ملاحظه‌ای در این نهشته‌ها رخ نمی‌دهد. در نتیجه، این رسوبات ویژگی‌های سنگ منشأ خود را خوب حفظ می‌کنند و برای مطالعه تحولات ژئودینامیکی حوضه‌های رسوبی ایده‌آل هستند (Guo et al., 2012).

۸- ژئودینامیک

تحولات ژئودینامیکی SSZ وابسته به باز و بسته شدن اقیانوس نئوتتیس در حاشیه شمال خاوری گندوانا است (Alavi, 1994). ریفت جدیدی تقریباً در محل فعلی تراس اصلی زاگرس از پرمین پیشین تا تریاس میانی (۲۷۰-۲۲۰ میلیون سال) ایجاد شد که با گسترش آن حوضه نئوتتیس در بین صفحه‌های ایران و عربستان تشکیل شد (Berberian and King, 1981). با فروپاشی پوسته اقیانوسی نئوتتیس به زیر صفحه ایران حاشیه فعال قاره‌ای پدید آمد. آبردایی پوسته اقیانوسی نئوتتیس و رسوبات همراه، در ژرفا به دگرسان شدن گوه گشته زیر N-SSZ انجامیده است.



شکل ۸- (a) الگوهای REEs انتخاب شده برای شیل - گریوکه‌های توریدیتی از توالی‌های فانروزوئیک که در حاشیه فعال قاره‌ای نهشته شده‌اند؛ (b) الگوهای تیپیک REEs نهشته‌های توریدیتی دریای ژرف در موقعیت تکنونیک کمان قاره‌ای.

۹- نتیجه‌گیری

الگوی توزیع REEs، نسبت بالای LREEs/HREEs، بی‌هنجاری منفی قابل توجه Eu/Eu^* و Nb/Nb^* ، و نسبت‌های Y/Nb و La/Sc ، Th/Sc ، Th/Co ، Cr/Th ، Zr/Nb نمونه‌های شیل UCS نشان می‌دهند که این نمونه‌ها نابالغ، رسوبات چرخه اول، به طور عمده ناشی از فرسایش مخلوط سنگ‌های فلسیک- حدواسط کمان قاره‌ای تیپ آند، ویژه ماگماتیسیم مناطق فرورانش، هستند. همچنین، تغییرات زیاد در مقادیر نسبت‌های Zr/Hf ، الگوی تخت HREEs، و نسبت‌های پایین Nb/Ta (کمتر از ۹ برای ۸ نمونه)، در نمونه‌های گویای ذوب درون پوسته‌ای آمفیولیت‌های گارنت‌دار در منطقه است. در نمودار $Th/Yb-Ta/Yb$ ، موقعیت نمونه‌ها در ACM و WPVZ گویای تحولات زمین‌ساختی از فرورانش با زاویه کم به شرایط آتشفشانی کششی است.

در نمودارهای $Ga/Rb-K_2O/Al_2O_3$ و $SiO_2-(Al_2O_3+K_2O+Na_2O)$ UCS نمونه‌های اغلب در بازه آب و هوای خشک تا نیمه خشک جای دارند و با شرایط آب و هوای کرتاسه (در کل گلخانه‌ای) همخوانی ندارند. این اختلاف به دلیل فعالیت زمین‌ساختی شدید و رسوبگذاری سریع نهشته‌ها در منطقه مورد مطالعه است.

شاخص‌های هوازدگی شیمیایی نمونه‌های UCS مقادیر متوسطی را نشان می‌دهند. اما این مقادیر برای ارزیابی شدت هوازدگی نمونه‌ها به دلیل دگرگونی درجه پایین و

متاسوما تیزم پتاسیم پس از رسوبگذاری نمی‌توان به کار بست. در نمونه‌ها، همبستگی مثبت قوی بین U ، Th و Zr نشان می‌دهد که زیرکن میزبان U و Th است. مقاومت شیمیایی بالای زیرکن مانع از آبشویی U شده است. در نتیجه نسبت‌های U/Th یا Th/U بیانگر شرایط اکسیداسیون و احیا و شدت هوازدگی شیمیایی نیستند. همبستگی ضعیف بین نسبت Th/U با CIA و رفتار متفاوت نسبت U/Th در مقایسه با سایر شاخص‌های اکسیداسیون و احیا پشتیبان این گفته است.

داده‌های ژئوشیمیایی و الگوی انباشت عمودی رخساره‌های سنگی UCS نشان می‌دهند که آنها تحت شرایط احیایی در حوضه دراز گودال (شیل ژرف دربردارنده نهشته‌های توریدیتی (K8)، سراسیبه دراز گودال (واحد‌های K8 و K9)، حوضه جلوی کمان نهشته شده‌اند. تغییر محیط رسوبی از دراز گودال به جلوی کمان ماگمایی، ناشی از مهاجرت کمان به سوی قاره است.

۱۰- سپاسگزاری

از سردبیر محترم و کارشناسان گرامی فصلنامه علوم زمین، و داوران ارجمند این مقاله نهایت سپاسگزاری را داریم.

References

- Agard, P., Omrani, J., Jolivet, L., Whitchurch, H., Vrielynck, B., Spakman, W., Monié, P., Meyer, M. and Wortel, R., 2011- Zagros orogeny: A subduction-dominated process. *Geological Magazine*, 148(5-6): 692-725. <https://doi.org/10.1017/S001675681100046X>.
- Alavi, M., 1994- Tectonics of the Zagros orogenic belt of Iran: new data and interpretations. *Tectonophysics*, 229 (3-4): 211-238. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(94\)90030-2](https://doi.org/10.1016/0040-1951(94)90030-2).
- Alavi, M., 2007- Structures of the Zagros fold thrust belt in Iran. *American Journal of Science*, 307(9): 1064-1095. <https://doi.org/10.2475/09.2007.02>.
- Arthur, M. A., Schlanger, S. O. and Jenkyns, H.C., 1987- The Cenomanian- Turonian Oceanic Anoxic Event, II. Palaeoceanographic controls on organic-matter production and preservation. In: J. Brooks and A.J. Fleet (eds.), *Marine Petroleum Source Rocks*. Geological Society, London, Special Publ., 26: 401-420. ISBN 13: 9780632011377.
- Azizi, H. and Jahangiri, A., 2008- Cretaceous subduction-related volcanism in the northern Sanandaj-Sirjan Zone, Iran. *Journal of Geodynamics*, 45(4-5): 178-190. <https://doi.org/10.1016/j.jog.2007.11.001>.
- Azizi, H. and Moinevaziri, H., 2009- Review of the tectonic setting of Cretaceous to Quaternary volcanism in northwestern Iran. *Journal of Geodynamics*, 47(4): 167-179. <https://doi.org/10.1016/j.jog.2008.12.002>.
- Baier, J., Audétat, A. and Keppler, H., 2008- The origin of the negative niobium tantalum anomaly in subduction zone magmas. *Earth and Planetary Science Letters*, 267(1-2): 290-300. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2007.11.032>.
- Baillieu, J., Robin, C., Chanier, F., Guillocheau, F., Field, B.D. and Ferrière, J., 2007- Turbidite systems in the inner forearc domain of the Hikurangi convergent margin (New Zealand): new constraints on the development of trench-slope basins. *Journal of Sedimentary Research*, 77(4): 263-283. <https://doi.org/10.2110/jsr.2007.028>.
- Bau, M., 1996- Controls on the fractionation of isovalent trace elements in magmatic and aqueous systems: evidence from Y/Ho, Zr/Hf and lanthanide tetrad effect. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 123: 323-333. <https://doi.org/10.1007/s004100050159>.
- Berberian, F. and Berberian, M., 1981- Tectono-plutonic episodes in Iran. *American Geophys Union Geodynamic Series*, 3: 5-32. <https://doi.org/10.1029/GD003p0005>.
- Berberian, M. and King, G. C. P., 1981- Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 18(2): 210-265. <https://doi.org/10.1139/e81-019>.
- Bhatia, M. R., 1983- Plate tectonics and geochemical composition of sandstones. *Journal of Geology*, 91(6): 611-627. <https://doi.org/10.1086/628815>.
- Bhatia, M. R. and Crook, K. A. W., 1986- Trace element characteristics of graywackes and tectonic setting discrimination of sedimentary basins. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 92: 181-193. <http://dx.doi.org/10.1007/BF00375292>.
- Bock, B., McLennan, S. M. and Hanson, G. N., 1998- Geochemistry and provenance of the Middle Ordovician Austin Glen Member (Normanskill Formation) and the Taconian Orogeny in New England. *Sedimentology*, 45(4): 635-655. <https://doi.org/10.1046/j.1365-3091.1998.00168.x>.

- Brumsack, H. J., 2006- The trace metal content of recent organic carbon-rich sediments: Implications for Cretaceous black shale formation. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 232(2-4): 344-361. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2005.05.011>.
- Cerny, P., Meintzer, R. E. and Andreson, A. J., 1985- Extreme fractionation in rare-element granitic pegmatites: selected examples of data and mechanisms. *Canadian Mineralogist*, 23(3): 381-421.
- Cherven, V. B., 1986- Tethys-marginal sedimentary basins in western Iran. *GSA Bull.*, 97(5): 516-522. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1986\)97<516:TSBIWI>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1986)97<516:TSBIWI>2.0.CO;2).
- Condie, K.C. and Wronkiewicz, D. J., 1990- A new look at the Archean-Proterozoic boundary: sediments and tectonic setting constraint. *Developments in Precambrian Geology*, 8: 61-83pp. [https://doi.org/10.1016/S0166-2635\(08\)70162-2](https://doi.org/10.1016/S0166-2635(08)70162-2).
- Correia Neves, J. M., Lopes Nunes, J. E. and Sahama, T. G., 1974- High hafnium members of the zircon-hafnon series from the granite pegmatites of Zambézia, Mozambique. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 48: 73-80. <https://doi.org/10.1007/BF00399111>.
- Cox, R., Lowe, D. R. and Cullers, R. L., 1995- The influence of sediment recycling and basement composition on evolution of mudrock chemistry in the southwestern United States. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 59(14): 2919-2940. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(95\)00185-9](https://doi.org/10.1016/0016-7037(95)00185-9).
- Cullers, R. L., 2000- The geochemistry of shales, siltstones and sandstones of Pennsylvanian-Permian age, Colorado, USA: implications for provenance and metamorphic studies. *Lithos*, 51(3): 181-203. [https://doi.org/10.1016/S0024-4937\(99\)00063-8](https://doi.org/10.1016/S0024-4937(99)00063-8).
- Dill, H., Teshner, M. and Wehner, H., 1988- Petrography, inorganic and organic geochemistry of Lower Permian Carboniferous fan sequences (Brandschiefer Series) FRG: constraints to their palaeogeography and assessment of their source rock potential. *Chemical Geology*, 67(3-4): 307-325. [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(88\)90136-2](https://doi.org/10.1016/0009-2541(88)90136-2).
- Dostal, J., Keppie, B. L., Cousens, J.B. and Murphy, J.B., 1996- 550-580 Ma magmatism in Cape Breton Island (Nova Scotia, Canada): the product of NW-dipping subduction during the final stage of amalgamation of Gondwana. *Precambrian Research*, 76(1-2): 93-113. [https://doi.org/10.1016/0301-9268\(96\)00040-X](https://doi.org/10.1016/0301-9268(96)00040-X).
- Dostal, J. and Chatterjee, A.K., 2000- Contrasting behavior of Nb/Ta and Zr/Hf ratios in a peraluminous granitic pluton (Nova Scotia, Canada). *Chemical Geology*, 163(1-4): 207-218. [https://doi.org/10.1016/S0009-2541\(99\)00113-8](https://doi.org/10.1016/S0009-2541(99)00113-8).
- Draut, A. E. and Clift, P.D., 2012- Basins in arc-continent collisions. In: C. Busby and A. Azor (eds.), *Tectonics of Sedimentary Basins: Recent Advances*. Blackwell, 347-368 pp. <https://doi.org/10.1002/9781444347166.ch17>.
- Eby, G. N., 1992- Chemical subdivision of the A-type granitoids: petrogenetic and tectonic implications. *Geology*, 20(7): 641-644. <https://doi.org/10.1130/0091-7613>.
- Erturk, M.A., Beyarslan, M., Chung, S. L. and Lin, T. H., 2018- Eocene magmatism (Maden Complex) in the Southeast Anatolian Orogenic Belt: Magma genesis and tectonic implications. *Geoscience Frontiers*, 9(6): 1829-1847. <https://doi.org/10.1016/j.gsf.2017.09.008>.
- Fedo, C. M., Nesbitt, H. W. and Young, G. M., 1995- Unraveling the effects of potassium metasomatism in sedimentary rocks and paleosols, with implications for paleoweathering conditions and provenance. *Geology*, 23(10): 921-924. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1995\)023<0921:UTEOPM>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1995)023<0921:UTEOPM>2.3.CO;2).
- Feng, R. and Kerrich, R., 1990- Geochemistry of fine-grained clastic sediments in the Archean Abitibi greenstone belt, Canada: Implications for provenance and tectonic setting. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 54(4): 1061-1081. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(90\)90439-R](https://doi.org/10.1016/0016-7037(90)90439-R).
- Floyd, P.A., Kelling, G., Gökçen, S. L. and Gökçen, N., 1991- Geochemistry and tectonic environment of basaltic rocks from the Misis Ophiolitic Melange, south Turkey. *Chemical Geology*, 89: 263-280. [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(91\)90020-R](https://doi.org/10.1016/0009-2541(91)90020-R).
- Garver, J. I. and Scott, T. J., 1995- Trace elements in shale as indicators of crustal provenance and terrane accretion in the southern Canadian Cordillera *GSA Bull.*, 107(4): 440-453. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1995\)107<0440:TEISAI>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1995)107<0440:TEISAI>2.3.CO;2).
- Green, T. H., 1995- Significance of Nb/Ta as an indicator of geochemical processes in the crust mantle system, *Chemical Geology*, 120(3-4): 347-359. [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(94\)00145-X](https://doi.org/10.1016/0009-2541(94)00145-X).
- Guo, Q., Xiao, W., Windley, B.F., Mao, Q., Han, C., Qu, J., Ao, S., Li, J., Song, D. and Yong, Y., 2012- Provenance and tectonic settings of Permian turbidities from the Beishan Mountains, NW China: Implications for the Late Paleozoic accretionary tectonics of the southern Altaids. *Journal of Asian Earth Sciences*, 49: 54-68. <https://doi.org/10.1016/j.jseas.2011.03.013>.
- Harnois, L., 1988- The CIW index: A new chemical index of weathering. *Sedimentary Geology*, 55(3-4): 319-322. [https://doi.org/10.1016/0037-0738\(88\)90137-6](https://doi.org/10.1016/0037-0738(88)90137-6).
- Hatch, J. R. and Leventhal, J. S., 1992- Relationship between inferred redox potential of the depositional environment and geochemistry of the Upper Pennsylvanian (Missourian) Stark Shale Member of the Dennis Limestone, Wabaunsee County, Kansas, U.S.A. *Chemical Geology*, 99(1-3): 65-82. [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(92\)90031-Y](https://doi.org/10.1016/0009-2541(92)90031-Y).
- Hayashi, K., Fujisawa, H., Holland, H. D. and Ohmoto, H., 1997- Geochemistry of 1.9 Ga sedimentary rocks from northeastern Labrador, Canada. *Geoch. et Cosm. Acta*, 61(19): 4115-4137. [https://doi.org/10.1016/S0016-7037\(97\)00214-7](https://doi.org/10.1016/S0016-7037(97)00214-7).
- Herron, M. M., 1988- Geochemical classification of terrigenous sands and shales from core or log data. *Journal of Sedimentary Research*, 58(5): 820-829. <https://doi.org/10.1306/212F8E77-2B24-11D7-8648000102C1865D>.

- Jenkyns, H. C., 1980- Cretaceous anoxic events: From continents to oceans. Geological Society, London, Special Publication, 137: 171-188. <https://doi.org/10.1144/gsjgs.137.2.0171>.
- Kremer, I. and Tishin, P. A., 2017- Composition and conditions of the late Mesozoic volcanism occurrence of the northern part of the Borschovochny ridge (Eastern Transbaikalia). IOP Conf. Series: Earth and Environmental Science, 110. <https://doi.org/10.1088/1755-1315/110/1/012011>.
- LeBas, M. J., Le Maitre, R. W., Streckeisen, A. and Zanettin, B., 1986- A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali silica diagram. Journal of Petrology, 27(3): 745-750. <https://doi.org/10.1093/ petrology/27.3.745>
- Linnen, L.R. and Keppler, H., 2002- Melt composition control of Zr/Hf fractionation in magmatic processes. Geochimica et Cosmochimica Acta, 66(18): 3293-3301. [https://doi.org/10.1016/S0016-7037\(02\)00924-9](https://doi.org/10.1016/S0016-7037(02)00924-9)
- McLennan, S. M., 1989 -Rare Earth Elements in Sedimentary Rocks; Influence of Provenance and Sedimentary Processes. Reviews in Mineralogy and Geochemistry, 21(1): 169-200. <http://rimg.geoscienceworld.org/content/21/1/ 169.s>.
- McLennan, S.M., 2001- Relationship between the trace element composition of sedimentary rocks and upper continental crust. Geochemistry, Geophysics, Geosystems, 2 (4): 1-24. <https://doi.org/10.1029/2000GC000109>.
- McLennan, S. M., Taylor, S.R., and Eriksson, K.A., 1983- Geochemistry of Archean shales from the Pilbara Supergroup, Western Australia. Geoch. et Cosmoch. Acta, 47: 1211-1222. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(83\) 90063-7](https://doi.org/10.1016/0016-7037(83) 90063-7).
- McLennan, S. M. and Taylor, S.R., 1991- Sedimentary Rocks and Crustal Evolution: Tectonic Setting and Secular Trends. Journal of Geology, 99(1): 1-21. <http://dx.doi.org/10.1086/629470>.
- McLennan, S.M., Hemming, S., McDaniel, D.K. and Hanson, G. N., 1993- Geochemical approaches to sedimentation, provenance and tectonics. GSA, Special Paper, 285: 21-40. <https://doi.org/10.1130/SPE284-p21>.
- Mohajjel, M. and Fergusson, C. L., 2000- Dextral transpression in Late Cretaceous continental collision, Sanandaj-Sirjan Zone, western Iran. Journal of Structural Geology, 22(8): 1125-1139. [https://doi.org/10.1016/S0191-8141\(00\)00023-7](https://doi.org/10.1016/S0191-8141(00)00023-7).
- Molinaro, M., Zeyen, H. and Laurencin, X., 2005- Lithospheric structure beneath the southeastern Zagros Mountains, Iran: recent slab break-off? Terra Nova, 17(1): 1-6. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3121.2004.00575.x>.
- Morata, D., Aguirre, L., Féraud, G. and Belmar, M., 2005- Geodynamic implications of the regional very low-grade metamorphism in the Lower Cretaceous of the Coastal Range in Central Chile. 6th International Symposium on Andean Geodynamics Barcelona, 531-534.
- Nesbitt, H. W. and Young, Y. M., 1982- Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites. Nature, 299(5885): 715-717. <https://doi.org/10.1038/299715a0>.
- Nwaila, G., Frimmel, H. E. and Minter, W. E. L., 2017- Provenance and geochemical variations in shales of the Mesoarchaeon Witwatersrand Supergroup. Journal Geology, 125(4): 399-422. <https://doi.org/10.1086/692329>.
- Parker, A., 1970- An index of weathering for silicate rocks. Geological Magazine, 107(6): 501-504. <https://doi.org/10.1017/ S0016756800058581>.
- Pearce, J. A., 1983- Role of the subcontinental lithosphere in magma genesis at active continental margins. In: C.J. Hawkesworth and M.J. Norry (eds.), Continental Basalts and Mantle Xenoliths. Nantwich, UK: Shiva Press, 230-249. ISBN: 0906812348.
- Peccerillo, A. and Taylor, S.R., 1976- Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, northern Turkey. Contributions to Mineralogy and Petrology, 58: 63-81. <https://doi.org/10.1007/BF00384745>.
- Pi, D.H., Liu, C.-Q., Shields-Zhou, G.A. and Jiang, S.-Y., 2013- Trace and rare earth element geochemistry of black shale and kerogen in the early Cambrian Niutitang Formation in Guizhou Province, South China: constraints for redox environments and origin of metal enrichments. Precambrian Reserch, 225: 218-229. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2011.07.004>.
- Price, J. R. and Velbel, A. M., 2003- Chemical weathering indices applied to weathering profiles developed on heterogeneous felsic metamorphic parent rocks. Chemical Geology, 202(3-4): 397-416. <https://doi.org/10.1016/j. chemgeo.2002.11.001>.
- Rogers, J. J. W. and Adams, J.A.S., 1969- Uranium and Thorium. In: K.H. Wedepohl (ed.), Handbook of Geochemistry. Springer, Berlin, 11-14pp. ISBN: 978-3-642-46302-0.
- Roser, B.P. and Korsch, R. J., 1986- Determination of tectonic setting of sandstone-mudstone suites using SiO₂ content and K₂O/Na₂O ratio. Journal of Geology, 94(5): 635-650. <https://doi.org/10.1086/629071>.
- Roy, D. K. and Roser, B.P., 2013- Climatic control on the composition of Carboniferous-Permian Gondwana sediments, Khalaspir basin, Bangladesh. Gondwana Research, 23(3): 1163-1171. <https://doi.org/10.1016/j.gr. 2012.07.006>.
- Rudnick, R.L., Barth, M., Horn I., and McDonough, W.F., 2000- Rutile-bearing refractory eclogites: missing link between continents and depleted mantle. Science, 287(5451): 278-281. <https://doi.org/10.1126/science.287.5451.278>.
- Schlanger, S.O., Arthur, M.A., Jenkyns, H.C., and Scholle, P.A., 1987- The Cenomanian-Turonian Oceanic Anoxic Event, I. Stratigraphy and distribution of organic carbon-rich beds and the marine $\delta^{13}\text{C}$ excursion. In: J. Brooks and A.J. Fleet (eds.), Marine Petroleum Source Rocks. Geological Society, London, Special Publication, 26: 371-399. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1987.026.01.24>.

- Sambasiva Rao, V.V., Sreenivas, B., Balaram, V., Govil, P.K., and Srinivasan, R., 1999- The nature of the Archean upper crust as revealed by the geochemistry of the Proterozoic shales of the Kladgi basin, Karnataka, southern India. *Precambrian Research*, 98(1-2): 53-65. [https://doi.org/10.1016/S0301-9268\(99\)00038-8](https://doi.org/10.1016/S0301-9268(99)00038-8).
- Stöcklin, J., 1968- Structural history and tectonics of Iran, a review. *AAPG Bulletin*, 52(7): 229-1258. <https://doi.org/10.1306/5D25C4A5-16C1-11D7-8645000102C1865D>.
- Sullivan, R.W. and van Staal, C.R., 1996- Preliminary chronostratigraphy of the Tetagouche and Fournier groups in northern New Brunswick; hi Radiogenic Age and Isotopic Studies. Geological Survey of Canada, Report 9; Current Research 1995-F, 43-56 pp.
- Suttner, L.J., and Dutta, P.K., 1986- Alluvial sandstone composition and paleoclimate. Framework mineralogy. *Journal of Sedimentary Petrology*, 56(3): 326-345. <https://doi.org/10.1306/212F8909-2B24-11D7-8648000102C1865D>.
- Taylor, S. R., 1977- Island arc models and the composition of the continental crust. In: M. Talwani and W.C. Pitman (eds.), *Island arcs, deep-sea trenches, and back arc basins*. American Geophysical Union Maurice Ewing Series, 1: 325-335. <https://doi.org/10.1029/ME001p0325>.
- Taylor, S.R. and McLennan, S. M., 1995- The geochemical evolution of the continental crust. *Reviews of Geophysics*, 33 (2): 241-265. <https://doi.org/10.1029/95RG00262>.
- Uchman, A., Abbassi, N. and Naeaji, M.R., 2005- Persichnusigen. nov., and associated ichnofossils from the upper Cretaceous to Eocene deep-sea deposits of the Sanandaj area, West Iran. *Ichnos*, 12(2): 141-149. <https://doi.org/10.1080/10420940590914624>.
- Wang, L., Huang, C.C., Pang, J., Zha, X. and Zhou, Y., 2014- Paleofloods recorded by slack-water deposits in the upper reaches of the Hanjiang River valley, middle Yangtze River basin, China. *Journal Hydrology*, 519: 1249-1256. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2014.08.002>.
- Wang, Z., Yan, Z., Ma, Z., He, S., Fu, C. and Wang, D., 2016- Geochronological and Geochemical evidence of amphibolite from the Hualong Group, northwest China: Implication for the early Paleozoic accretionary tectonics of the Central Qilian belt. *Lithos*, 248-251: 12-21. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2016.01.012>.
- Winchester, J. A. and Floyd, P. A., 1977- Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chemical Geology*, 20: 325-343. [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(77\)90057-2](https://doi.org/10.1016/0009-2541(77)90057-2).
- Yamamoto, K., Sugisaki, R. and Arai, F., 1986- Chemical aspects of alteration of acidic tufts and their application to siliceous deposits. *Chemical Geology*, 55(1-2): 61-76. [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(86\)90128-2](https://doi.org/10.1016/0009-2541(86)90128-2).
- Zahedi, M. and Hajian, J., 1985- Geology map of Sanandaj. Scale 1:250000. No. C5, Geology Survey of Iran.

Original Research Paper

Geochemistry and Geodynamic of Upper Cretaceous shale, Northern Sanandaj-Sirjan Zone, Western, Iran

Hadi Amin-Rasouli^{1*}, Hossein Azizi² and Shahla Mahmodyan³

¹Assistant Professor, Department of Earth Sciences, Faculty of Sciences, University of Kurdistan, Sanandaj, Iran

²Professor, Department of Mining Engineering, Faculty of Engineering, University of Kurdistan, Sanandaj, Iran

³ M.Sc., Department of Earth Sciences, Faculty of Sciences, University of Kurdistan, Sanandaj, Iran

ARTICLE INFO

Article history:

Received: 2020 October 05

Accepted: 2021 March 08

Available online: 2021 December 22

Keywords:

Sanandaj shale

Geochemistry

Trench-basin

Forearc-basin

Geodynamic

ABSTRACT

The Upper Cretaceous succession (UCS) of the north Sanandaj-Sirjan zone consists of five units. The units are 2000 m thick, including shale, sandstone, limestone, intraformational conglomerate with interbedded basaltic- andesitic lava. This succession is unconformably underlain by Lower Cretaceous and overlain by Paleocene conglomerates. The geochemistry of the samples represents ratios of Al_2O_3/TiO_2 (18-22), La/Lu_{CN} (5.43-24.4), La/Sc (0.51-2.53), Th/Sc (0.42-0.68), $LREE/HREE$ ($Nd/Er_{CN} > 5$), and negative anomalies of Eu/Eu^* (0.26-0.89) and Nb/Nb^* (0.14-0.82). These characteristics indicate that the samples are immature, first-order sediments, and were eroded from intermediate to acidic arcs in the subduction zone. The volcanic rocks were formed during the intracrustal melting of an altered oceanic slab at high pressures in the garnet-amphibolite facies. The geochemical compositions and vertical lithofacies stacking patterns of the UCS imply that the depositional environment has changed during sedimentation from a trench to trench slope and forearc basins arising from continent-ward migration of the magmatic arc. The activities of Late Cretaceous volcanism resulted in the upwelling of anoxic water, demise of planktonic, and formed pyrite in the deposits. Samples on the $Th/Yb-Ta/Yb$ diagram fall in the ACM and WPVZ fields, indicating tectonic evolution from low-gradient subduction to extensional volcanic conditions.

* Corresponding author: Hadi Amin-Rasouli; E-mail: h.aminrasouli@uok.ac.ir

E-ISSN: 2645-4963; Copyright©2021 G.S. Journal & the authors. All rights reserved.

 doi: 10.22071/GSJ.2021.250456.1850

 dor: 20.1001.1.10237429.1400.31.4.4.3

